F 1329

KAT

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

1
TOMUL VII
1962

studii şi cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

1

TOMUL VII

1962

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie și geografie; GR. RĂILEANU, dir. adj. al Institutului de geologie și geografie — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție*.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 16.71.64

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

MŰSZAKI KÖNYVTÁR OROSZLÁCOS 1883

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VII, nr. 1 1962

SUMAR

Pag.

N. MÉSZÁROS şi E. NICORICI, Contribuţii la stabilirea limitei dintre tortonian şi sarmaţian între Cluj şi Turda, cu privire generală asupra conţinutului şi poziţiei stratigrafice a buglovianului 7

C. DRĂGHICI şi A. SEMAKA, Observaţii asupra liasicului de la Baia-de-Aramă 33

THEODOR NEAGU, Studiul foraminiferelor aglutinante din argilele cretacic superioare de pe valea Sadovei (Cîmpulung-Moldovenesc) şi bazinul superior al văii Buzăului 45

IOAN MÎRZA, Contribuţii la petrografia tufului de Ghiriş 83

M. SAVUL, A. MOVILEANU şi GR. POP, Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatice jurasice din Dobrogea 103

G. CIOFLICA şi H. SAVU, Stratificaţia ritmică din dykul de gabbro de la Almaş - Sălişte (Munţii Drocea) 127

H. KRÄUTNER şi FLORENTINA KRÄUTNER, Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a Masivului Poiana Ruscăi. I. Elementele majore 141

I. TREIBER, Contribuţii la studiul petrografic al rocilor eruptive din Munţii Gurghiului de nord 181

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome VII, nº 1 1962

SOMMAIRE

Page

N. MÉSZÁROS et E. NICORICI, Contribution à l'établissement de la limite entre le tortonien et le sarmatien, entre Cluj et Turda et vue générale sur le contenu et la position stratigraphique du buglovien 7

C. DRĂGHICI et A. SEMAKA, Observations sur le liasique de Baia-de-Aramă 33

THEODOR NEAGU, The Study of arenaceous foraminifera from the upper cretaceous clays in the Sadova Valley (Cîmpulung-Moldovenesc) and upper basin of the river Buzău 45

IOAN MÎRZA, Contributions à la pétrographie du tuf de Ghiriș 83

M. SAVUL, A. MOVILEANU et GR. POP, Chimisme, distribution et rôle économique des roches carbonatées jurassiques de Dobrogea 103

G. CIOFLICA et H. SAVU, Stratification rythmique dans le dyke de gabbro d'Almaș - Săliște (Monts Drocea) 127

H. KRÄUTNER et FLORENTINA KRÄUTNER, Chimisme des gisements de fer de la partie orientale centrale du massif de Poiana Ruscăi. I. Eléments principaux 141

I. TREIBER, Contributions à l'étude pétrographiques des roches éruptives des Monts Gurghiul de nord 181

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VII, № 1 1962

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Н. МЕСАРОШ и Е. НИКОРИЧ, Об определении границы тортон — сармат в районе между Клужем и Турдой и общие замечания относительно содержания и стратиграфической позиции бугловского горизонта 7

А. ДРЭГИЧ и А. СЕМАКА, Некоторые замечания о лейасе района Бая-де-Арамэ 33

ТЕОДОР НЯГУ, Изучение агглютинированных фораминифер, распространенных в верхнемеловых глинах по долине Валя-Садовей (Кымпулунг-молдовеняск) и в верхнем бассейне долины Бузэу 45

ИОАН МЫРЗА, К петрографическому исследованию туфов района Гириш 83

М. САВУЛ, А. МОВИЛЯНУ и Г. ПОП, Химизм, распространение и экономическое значение карбонатных пород Добруджи юрского возраста 103

Г. ЧОФЛИКА и Х. САВУ, Ритмичное строение габбровой дайки месторождения Алмаш — Селиште (горы Дроча) 127

Х. КРОЙТНЕР и ФЛОРЕНТИНА КРОЙТНЕР, Химизм месторождений железа на востоке центральной части массива Пояна Рускэй. I. Главные элементы 141

И. ТРАЙБЕР, К петрографическому исследованию изверженных пород северной части гор Гургиу 181

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

CONTRIBUȚII LA STABILIREA LIMITEI DINTRE TORTONIAN ȘI SARMAȚIAN ÎNTRE CLUJ ȘI TURDA, CU PRIVIRE GENERALĂ ASUPRA CONȚINUTULUI ȘI POZIȚIEI STRATIGRAFICE A BUGLOVIANULUI

DE

N. MÉSZÁROS și E. NICORICI

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 10 noiembrie 1961

SCURTĂ PREZENTARE A ISTORICULUI CERCETĂRILOR

Stratigrafia, fauna, flora și paleogeografia regiunii cuprinse între Cluj și Turda au fost studiate de către o serie de cercetători ca: Fr. Hauer-G. Stache (12), M. Staub (43), A. Koch (14), J. Szádeczky (46), O. Nițulescu (29), I. Maxim (24), R. Givulescu (10), M. Ilie (19), E. Saulea[1]), Gh. Pop (34), N. Mészáros-J. Ozsváth (26).

Ca rezultat al acestor cercetări au fost descrise parțial depozitele tortoniene și sarmațiene, din punct de vedere litologic și faunistic, însă trasarea precisă a limitei dintre ele a rămas neclară și discutabilă.

În părțile mai interioare ale Bazinului Transilvaniei, A. Vancea și T. Ciupagea (48), din lipsa unor suficiente date paleontologice, au considerat limita dintre tortonian și sarmațian ca fiind marcată, în mod arbitrar, de către tuful de Ghiriș. În ultimii ani rolul de limită stratigrafică a acestui tuf a fost negat. Gr. Răileanu (35) trasează limita dintre tortonian și buglovian la nivelul tufului de Borșa. La baza tufului de Ghiriș, I. Mîrza (23) a găsit o faună tipică sarmațian inferioară, din care cauză limita dintre buglovian și sarmațianul inferior, după acest autor, trebuie considerată undeva sub tuful de Ghiriș.

---

[1]) E. Saulea, *Raport asupra geologiei Bazinului Iara (jumătatea răsăriteană)*, Arh. Com. geol., 1955.

În regiunea cercetată de noi, toate aceste nivele de tufuri nu au fost amintite de loc, din care cauză şi trasarea limitelor dintre subdiviziunile miocenului a fost şi este mult îngreuiată.

Depozitele tortoniene superioare şi cele sarmaţiene inferioare din regiunea cuprinsă între Cluj şi Turda au fost considerate mult timp ca sărace în resturi organice, ele fiind insuficiente pentru a putea servi la stabilirea unor unităţi stratigrafice mai mici. Cercetările din ultimii ani, întreprinse de N. Mészáros şi J. Ozsváth (26) la Aiton, Sălicea şi Feleac, au pus în evidenţă o faună destul de variată de moluşte, care indică prezenţa volhynianului. Între timp s-au întîlnit şi alte puncte fosilifere ale sarmaţianului inferior. Astfel, cu ocazia excursiilor de recunoaştere efectuate împreună cu colegul P. Marosi, am găsit noi puncte fosilifere sarmaţiene, la Micești, Deleni, Comşeşti şi Gheorghieni. Pe lîngă acestea trebuie amintit şi punctul fosilifer sarmaţian din Dealul Agriş, din Bazinul Iara, menţionat de E. Saulea[1]). De asemenea, M. Ilie, pe harta elaborată de el, semnalează un alt punct fosilifer în sarmaţianul inferior la nord de Cianul Mic şi în tortonianul mediu, la vest de cariera de marnă de la Turda (19).

SCURTĂ PRIVIRE ASUPRA GEOLOGIEI REGIUNII

Fundamentul depozitelor terţiare, din regiunea cercetată, este format din şisturi cristaline şi formaţiuni mezozoice, dezvoltate în sud-vestul regiunii, pe teritoriul localităţilor Buru, Şchiopi, Petreşti, Săndulești, Copăceni, Tureni, ele reprezentînd prelungirea nord-estică a formaţiunilor cristalino-mezozoice din Munţii Trascăului. Peste aceste formaţiuni în partea de vest a regiunii, în Bazinul Iara, se depun discordant şi transgresiv depozitele paleogene. În partea de nord şi cea de vest, peste depozitele paleogene, şi la sud-vest şi sud, peste formaţiunile cristalino-mezozoice, se depun transgresiv şi discordant sedimentele tortoniene. Spre vest, sarmaţianul inferior depăşeşte linia tortonianului, luînd contact direct cu paleogenul. Spre sfîrşitul sarmaţianului inferior, regiunea cercetată s-a ridicat, iar marea s-a retras.

Compoziţia litologică generală, precum şi variaţiile faciale ale tortonianului şi sarmaţianului din regiune au fost descrise de către A. Koch (14) şi M. Ilie (19).

COMPOZIŢIA LITOLOGICĂ A PĂRŢII SUPERIOARE A TORTONIANULUI SUPERIOR ŞI A SARMAŢIANULUI INFERIOR

Profile care să prezinte o succesiune continuă la limita dintre tortonian şi sarmaţian, sînt destul de rare; totuşi, în cîteva puncte avem posibilitatea să urmărim destul de bine această limită (Comşeşti, Micești, Harmoş etc.).

[1]) *Op. cit.*

În ceea ce priveşte răspîndirea depozitelor sarmaţiene putem delimita două sectoare :

Un sector nordic, mai întins, dezvoltat pe teritoriul localităţilor Micești, Comşeşti, Harmoş, Aiton, Gheorghieni, Feleac, Sălicea, şi un sector sudic, mai restrîns, cuprins între localităţile Cheia, Turda, Săndulești, Copăceni.

Sectorul nordic. Un profil continuu litologic şi faunistic putem urmări de-a lungul pîrîului care trece prin satul Comşeşti. În acest loc am separat următoarele nivele litologice (de jos în sus) (fig. 1) :

A. Marne cenuşii cu resturi de plante, avînd intercalaţii de strătulețe de marne nisipoase, de gresii şi tuf, care nu depăşesc în general 25 mm grosime.

B. Deasupra găsim un tuf dacitic friabil, de culoare albă-gălbuie, avînd intercalaţii subţiri de tufuri mai dure, care se desfac în plăci. În partea de mijloc, tuful prezintă o intercalaţie marnoasă tufacee, în grosime de circa 1 m. Grosimea totală a nivelului de tuf este de 6 m. Am numit acest nivel „tuful de Comşeşti".

C. Peste tuful amintit urmează un complex marnos cenuşiu, stratificat, avînd subordonat strate fine de nisipuri. În partea superioară a acestui nivel se observă, într-un strat nisipos, apariţia unor concreţiuni plate. Raportul dintre marne şi nisipuri este 2/3 marne şi 1/3 nisipuri. Complexul marnos şi în parte nisipos **C** poate fi considerat, pe baza datelor micropaleontologice, ca reprezentînd buglovianul, precum şi o parte din tortonianul superior marin normal. Grosimea nivelului litologic **C**, socotit de la tuf şi pînă la apariţia primelor concreţiuni, este de circa 30 m.

D. Urmează un nivel format din bancuri de microconglomerate, care alternează cu bancuri de nisipuri — în care adesea sînt dezvoltate concreţiuni gresoase — precum şi cu intercalaţii marnoase şi marnoase-nisipoase. Microconglomeratele sînt formate din elemente mărunte, rotunjite, de cuarţit, cu un ciment nisipos-calcaros. În primul banc de microconglomerate întîlnim înglobate bucăţi de marne cenuşii remaniate, conţinînd o bogată microfaună tortoniană. Tot aici se mai găsesc gasteropode şi lamellibranhiate tortoniene, de asemenea remaniate (*Pectunculus*, *Terebra*, *Mitra*, *Dentalium*), precum şi o faună sarmaţiană *in situ* reprezentată prin ceriţi. Aceste remanieri sînt mai frecvente în bancurile inferioare de microconglomerate. În bancurile superioare întîlnim o faună sarmaţian inferioară de „tip Aiton" cu *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium*, *Mactra*, *Gibbula*, *Cerithium* etc. Bancurile nisipoase conţin adesea cochilii şi fragmente de ervilii. În unele bancuri nisipoase mai groase sînt dezvoltate concreţiuni gresoase de diferite dimensiuni. Intercalaţiile de marne au o culoare cenuşie, sînt în subordonare şi alternează cu strate de nisipuri şi marne nisipoase. Microfauna găsită în acest nivel este deja sarmaţiană. Grosimea nivelului la Comşeşti este de circa 25 m.

E. Deasupra găsim un nivel format din marne cenuşii-negricioase, cu urme de plante, care alternează cu strătulețe subţiri de tufuri friabile şi nisipuri. Grosimea nivelului este de circa 15 m.

F. Ultimul nivel al sarmaţianului de la Comşeşti este format dintr-o alternanţă de nisipuri — predominante — avînd marne şi gresii subor-

donat. În nisipuri sînt frecvente concreţiunile gresoase. În concreţiuni şi în gresii se găseşte o macrofaună rară care indică sarmaţianul inferior. Mai sus, depozitele menţionate sînt acoperite de pietrişuri slab cimentate, a căror grosime este destul de redusă din cauza îndepărtării lor de către eroziune, şi care, după Gh. Pop (34), au o origine continentală.

Compoziţia litologică a depozitelor părţii superioare a tortonianului superior, precum şi cele ale sarmaţianului inferior de la Comşeşti, între NV şi E prezintă variaţii atît în ceea ce priveşte caracterul litologic, cît şi ca grosime.

Astfel spre vest, la Micieşti, nivelul litologic **C** apare gresos-nisipos, începînd chiar de deasupra tufului de Comşeşti.

Spre nord, la Sălicea (Măgura, Peana), nivelul **F** de la Comşeşti este foarte gros, avînd aproximativ 100 m, şi este format din bancuri de conglomerate, gresii conglomeratice, gresii, nisipuri şi pietrişuri. Elementele componente ale conglomeratelor şi ale pietrişurilor sînt destul de variate, cele mai mărunte fiind formate din cuarţit rulat, iar cele mai mari din fragmente de şisturi cristaline cu aspect colţuros. De asemenea, se mai întîlnesc fragmente de calcare fosilifere eocene, precum şi blocuri mari de şisturi cristaline. Acestea din urmă, după J. Szádeczky, provin din insulele din munţi ascunşi de la Sălicea şi Măgura, existenţi la începutul sarmaţianului inferior (45). Prezenţa acestor insule de cristalin explică şi caracterul litologic mai grosier al depozitelor din acest loc. După cum am mai menţionat, sarmaţianul inferior de la Sălicea se dispune direct peste depozitele paleogene.

Schimbări litologice se pot observa şi spre est de Comşeşti, la Aiton (fig. 2). Aici în profilul din pîrîul Cioltului, primele două nivele (**A** şi **B**) sînt acoperite de alunecări. Profilul începe cu partea superioară a nivelului **C**, care are o grosime de circa 20 m şi este format — ca şi la Comşeşti — din alternanţe de marne cenuşii, nisipuri cu intercalaţii subţiri de gresii. Orizontul **D**, caracterizat prin prezenţa microconglomeratelor (3 bancuri), are o grosime mai redusă decît la Comşeşti (11 m). Microconglomeratele de aici sînt cele mai fosilifere. Elementele remaniate sînt mult mai rare. Nivelul **E**, reprezentat prin alternanţe de marne, nisipuri, gresii şi tufuri, este bine dezvoltat. Ultimul nivel **F** este asemănător cu cel de la Comşeşti, porţiunea sa superioară fiind erodată.

Sectorul Cheia — Săndulești — Copăceni. Un profil destul de complet se poate urmări pe versantul stîng al Arieşului, între Turda şi Cheia (fig. 2). Aici avem reprezentate pe flancurile sinclinalului, spre Cheia, depozite mai vechi decît în profilul de la Comşeşti. Sub un nivel de tuf, format din două bancuri principale, groase de circa 50 cm fiecare, despărţite de o intercalaţie de marnă foioasă tufacee de circa 1 m grosime, întîlnim o alternanţă predominant marnoasă cenuşie, avînd subordonat gresii subţiri şi marne nisipoase. Sub ele se găsesc marne negre silicioase, marne cenuşii stratificate cu intercalaţii subţiri de gresii şi tuf. Peste nivelul de tuf menţionat întîlnim dezvoltate marne cenuşii şi marne nisipoase stratificate. Înspre est, marnele de deasupra tufului devin predominante, ele formînd chiar obiectul exploatărilor de marnă din cariera de la Turda. În marnele de sub tuf am găsit o microfaună foarte săracă reprezentată

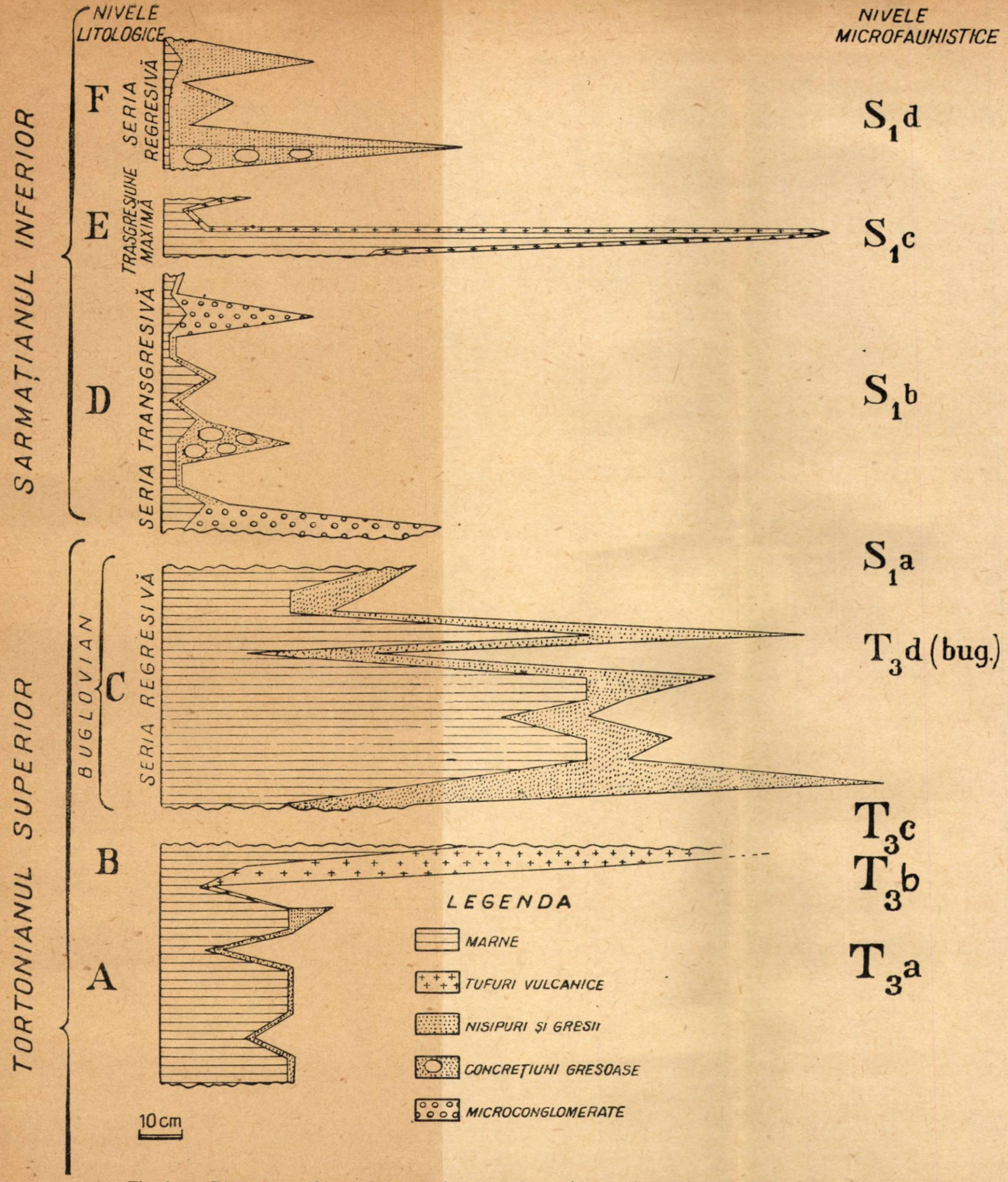


Fig. 1. — Ritmograma depozitelor tortoniene superioare și sarmațiene inferioare de la Comșești.

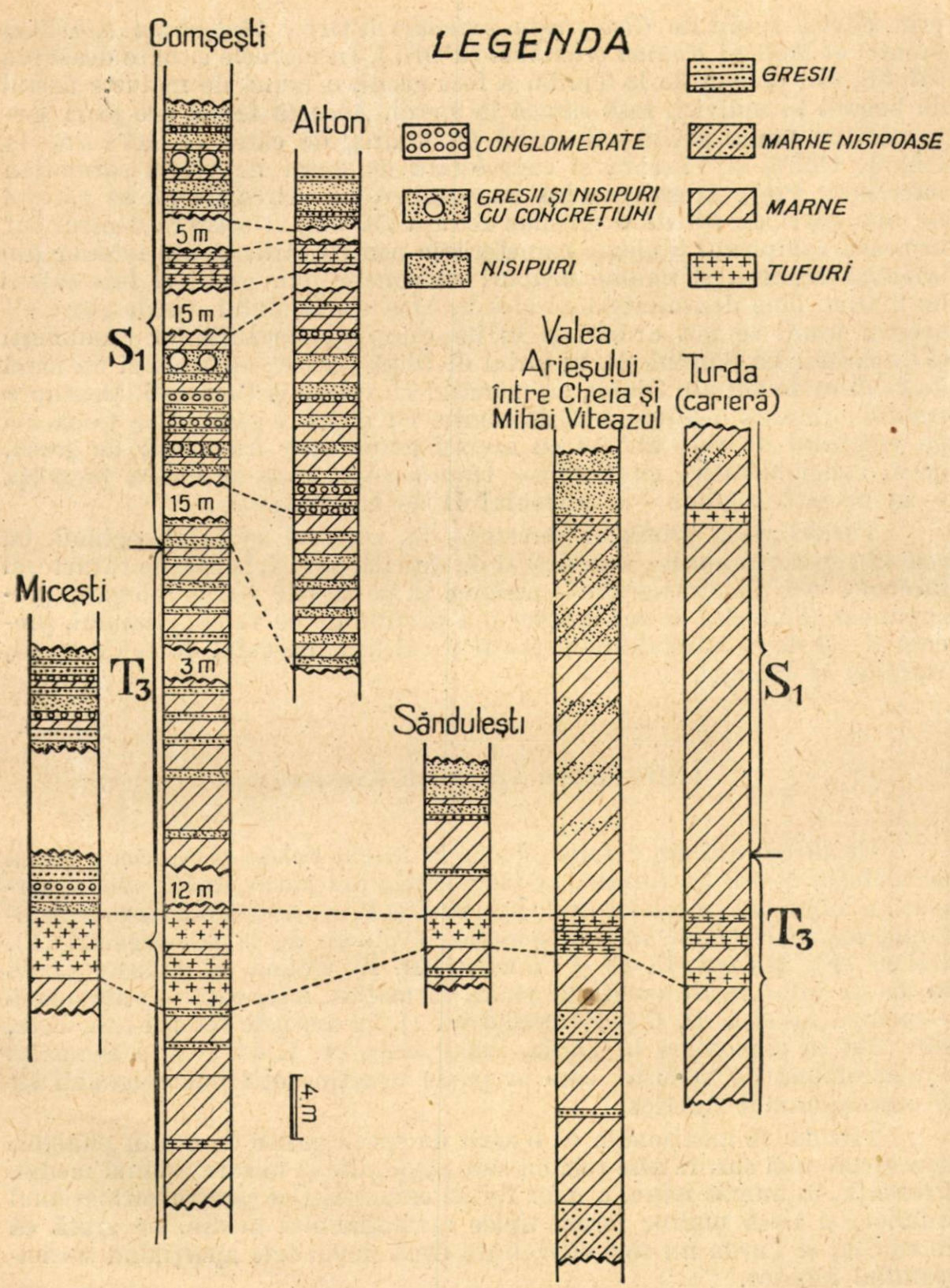


Fig. 2. — Coloanele litologice ale depozitelor tortoniene și sarmațiene dintre Cluj și Turda.

prin cîteva specii de *Globigerina bulloides* d'Orb., *Elphydium macellum* Fichtel et Moll. şi *Nonion granosum* (d'Orb.). În marnele situate deasupra tufului, din cariera de la Turda, a fost găsită o faună de moluşte destul de bogată în indivizi, însă săracă în specii. Această faună are mari asemănări cu fauna găsită sub tuful de Ghiriş, de către I. Mîrza, la Ghiolţ, Ghiriş şi Viişoara şi considerată de autor de vîrstă sarmaţian inferioară. Peste acest complex marnos, gros de circa 25 m, se găseşte un nou nivel de tuf de o grosime redusă (50 cm). Deasupra acestui tuf urmează complexul litologic caracteristic pentru sarmaţianul inferior din întreaga regiune, şi anume nisipuri cu concreţiuni, gresii şi intercalaţii de marne, bine dezvoltate mai ales în axul sinclinalului. Unele părţi ale acestui profil se pot urmări şi în împrejurimile localităţilor Sănduleşti şi Copăceni. La Sănduleşti, în pîrîul de lîngă cimitir, apare la zi un nivel de 2—3 m de tuf alb friabil, asemănător cu cel de la Comşeşti. Deasupra tufului urmează o alternanţă de marne cu nisipuri gălbui. La Copăceni pe versantul de vest al văii cu acelaşi nume apar fragmente de gresii, gresii conglomeratice cu *Cardium vindobonense*, care ar indica prezenţa — în această regiune — a nivelului **D** de la Comşeşti.

Paralelizarea profilelor cercetate din sectorul sudic al regiunii, cu cele din sectorul nordic, este destul de dificilă, totuşi, bazaţi pe caracterul litologic, poziţia stratigrafică, precum şi pe datele paleontologice, presupunem că nivelul de tuf inferior din profilul de pe valea Arieşului, precum şi cel de la Sănduleşti, poate fi paralelizat cu tuful de la Comşeşti, Harmoş şi Micesti.

REZULTATELE STUDIILOR FAUNISTICE

În ultimii ani am descris (26) de la Aiton, Feleac şi Sălicea o faună de moluşte destul de variată, pe baza căreia am putut stabili vîrsta, sarmaţian inferioară, nivelelor litologice **D**, **E** şi **F**. La aceste ocurenţe macrofaunistice mai putem adăuga punctele fosilifere de la Gheorghieni (**F**), Deleni (**F**), Micesti (**D**, **F**) şi Comşeşti (**D**, **F**). Fauna de moluşte găsită în aceste aflorimente confirmă vîrsta sarmaţian inferioară — volhyniană — pentru nivelele **D**, **E** şi **F** (tabelul nr. 1). În marnele cenuşii compacte, care sînt în exploatare la Turda, lîngă Arieş, A. Köblös a semnalat o macrofaună de moluşte, care ar putea aparţine atît buglovianului cît şi sarmaţianului inferior.

Trebuie să menţionăm că o serie de specii găsite de noi în punctele specificate mai sus, în alte regiuni sînt răspîndite şi în sarmaţianul mediu. Prezenţa, în număr mare, a unor forme caracteristice pentru sarmaţianul inferior, şi lipsa multor forme tipice sarmaţianului mediu, ne arată că între Cluj şi Turda nu sînt dezvoltate decît depozitele aparţinînd sarmaţianului inferior.

Complexul macrofaunistic menţionat mai sus, şi care ne indică prezenţa sarmaţianului inferior, este însă insuficient pentru trasarea

Tabelul nr. 1

Răspîndirea macrofaunei sarmaţiene între Cluj şi Turda

Denumirea speciilor / Răspîndirea	Aiton	Gheorghieni	Feleac	Micești	Sălicea	Comșești	Turda
Gastrana fragilis (Linné)						+	
Abra reflexa Eichw.							+
Donax lucidus Eichw.	+						
Mactra cf. *naviculata* Baily	+		+				
Mactra sp. (*M. venjukovi* Andrs.)	+						
M. vitaliana Eichw.						+	
Ervilia dissita Eichw. var. *podolica* Eichw.	+		+	+	+	+	+
Er. dissita Eichw. var. *macrodon* Andrs.	+						
Cardium vindobonense (Partsch.)	+	+	+	+	+	+	
C. obsoletum Eichw.	+	+	+				
Cardium cf. *transcarpaticum* Grisk.	+					+	
Cardium aff. *latisulcum* Munst.	+					+	
Cardium sp. (*C. pseudoplicatum* Fridb.)	+				+		
Irus gregarius (Partsch.) var. *dissitus* Eichw.	+		+	+			
I. vitalianus (d'Orb.)						+	
Modiolus incrassatus (d'Orb.)	+		+			+	
M. subpapilio Gat.	+				+	+	
Gibbula balatro Eichw.	+						
G. subalatro Koles.	+						
G. bessarabica Sinz.	+					+	
G. papilla Eichw.	+		+		+		
G. picta Eichw.	+		+				
Calliostoma cf. *styrica* Hilber			+			+	
Timisia pseudopicta Jek.						+	
Valvata sp.							+
Odostomia fuchsii Hoern.				+			
Mohrensternia pseudoinflata Hilber						+	
Mohrensternia sp.							+
Hydrobia lineata Jek.						+	
Hydrobia sp.							+
Pyrgula soceni Jek.						+	
Cerithium rubiginosum Eichw.	+		+	+		+	

Tabelul nr. 1 (continuare)

Denumirea speciilor \ Răspîndirea	Aiton	Gheorghieni	Teleac	Micești	Sălicea	Comșești	Turda
C. rubiginosum Eichw. var. *prahovensis* Sim.	+		+			+	
Pirenella mitralis Eichw.	+		+	+		+	
P. disjuncta Sow.						+	
Dorsanum duplicatum Sow.	+						
D. opinabile Koles. var. *trabela* Koles.	+						
Acteocina pupa Eichw.	+						
A. lajonkaireana Bast. var. *sinzowi* Koles.	+						
Acteocina sp.							+

mai precisă a limitei tortonian superioară — sarmațian inferioară. Din acest motiv ne-am îndreptat atenția spre studiile microfaunistice. Aceste cercetări au dat rezultatele dorite, deoarece din diferite nivele am colectat o microfaună bogată și variată, însumînd un număr de 98 de specii de foraminifere[1]).

Rezultatele cercetărilor microfaunistice ne-au furnizat o serie de date cu ajutorul cărora am putut trage cîteva concluzii în legătură cu delimitarea depozitelor sarmațiene de cele tortoniene. În cadrul depozitelor tortoniene superioare și sarmațiene inferioare am delimitat următoarele nivele microfaunistice :

T_3a, nivel reprezentat prin marne stratificate, situat sub tuful de la Comșești. Formele mai frecvente găsite aici sînt următoarele :

Globigerina bulloides d'Orb.
Miliolina gracilis (Karrer)
Globigerinoides conglobatus (Brady)
Miliolina akneriana d'Orb.

T_3b, nivelul tufului dacitic de la Comșești. Formele mai frecvente sînt următoarele :

Sphaeroidinella allata Subbotina
Globigerina bulloides d'Orb.
Semseya lamellata Franzenau
Orbulina suturalis Bronnimann

[1]) Ținem să exprimăm aici mulțumiri colegei Maria Tocorjescu, conducătoarea Laboratorului de micropaleontologie al Comitetului geologic, care a avut amabilitatea de a verifica o parte din determinările făcute de noi.

T_3c, probele analizate provin din marnele dispuse imediat deasupra tufului pe o grosime de circa 10 m. Asociaţia din acest nivel este reprezentată prin următoarele forme mai frecvente :

Sphaeroidina austriaca d'Orb.
Nonion soldanii (d'Orb.)
N. pompilioides (Fichtel et Moll.)
Globigerina bulloides d'Orb.
Sphaeroidina bulloides d'Orb.
Epistomina elegans (d'Orb.)
Cibicides dutemplei Howe et Wallace
Uvigerina pygmea d'Orb.
Pyrgo simplex (d'Orb.)
Valvulinaria marmaroschiensis Pischvanova
Textularia mariae d'Orb.
Cibicides lobatulus (Walker et Jakob)

Asociaţiile microfaunistice din nivelele T_3a, T_3b şi T_3c aparţin unui tortonian marin tipic. În afară de foraminifere, aici mai găsim destul de frecvent spiculi de echinide.

T_3d, microfauna din acest nivel, are o deosebită importanţă pentru precizarea limitei tortonian-sarmaţiene, şi ea ne arată deja deosebiri în comparaţie cu nivelele inferioare. Am determinat din acest nivel un număr de 72 de specii de foraminifere. Probele au fost colectate din jumătatea superioară a nivelului litologic C, de la Comşeşti. Această porţiune de profil se poate urmări foarte bine mai ales pe primul afluent din dreapta al Pîrîului Satului, începînd de la confluenţă. Speciile mai frecvente sînt următoarele :

Elphidium macellum (Fichtel et Moll.)
Nonion soldanii (d'Orb.)
Ammonia beccarii (Linné)
Elphidium crispum (Linné)
Nonion subgranosum (Egger)
Cibicides dutemplei (d'Orb.)
Pullenia sexacamerata Pischvanova
Shaeroidina austriaca d'Orb.
Cibicides lobatulus (Walker et Jakob)
Globigerina bulloides d'Orb.

În acest nivel se mai găsesc încă spiculi de echinide.

Examinînd lista formelor din nivelul T_3d (tabelul nr. 2) se poate observa că formele tipice tortoniene sînt reprezentate printr-un număr redus de indivizi, apar însă o serie de specii, reprezentate printr-un mare număr de indivizi, care devin predominante în depozitele sarmaţiene. Asociaţia microfaunistică găsită aici are un caracter de trecere de la tortonian la sarmaţian, şi ea s-a dezvoltat într-o perioadă cînd apele marine au început să se îndulcească. Nivelul microfaunistic T_3d, care conţine o faună de trecere spre sarmaţian, aparţine părţii superioare a tortonianului superior şi reprezintă orizontul buglovian.

Tabelul nr. 2

Răspîndirea și frecvența microfaunei din tortonianul superior și sarmațianul inferior între Cluj și Turda

Răspîndirea și frecvența / Denumirea speciilor	Tortonian superior				Sarmațian inferior				Micești	Comșești	Harmoș	Aiton	Turda
	T_3^a	T_3^b	T_3^e	T_3^d (buglovian)	S_1^a	S_1^b	S_1^e	S_1^d					
Textularia mariae d'Orb.			*f.*							+			
Miliolina laevigata d'Orb.				f.r.	f.r.					+		+	
M. inflata (d'Orb.)			f.r.							+			
M. ungeriana (d'Orb.)			f.r.							+			
M. gracilis (Karrer)	*F.*	f.r.	*m.*	f.r.	m.	f.r.			+	+	+	+	
M. akneriana (d'Orb.)	m.		r.	f.r.		f.r.	f.r.			+	+	+	+
M. angustioris Bogdanovicz	f.r.			f.r.						+			
Articulina (?) *sarmatica* (Karrer)				f.r.						+			
Pyrgo simplex (d'Orb.)			f.							+			
Robulus calcar (Linné)				f.r.		f.r.				+			
Marginulina aculeata Neug.			f.r.	f.r.								+	
M. insoleta (Schwager)					f.r.							+	
Nodosaria bronniana Neug.	f.r.			f.r.						+	+		
N. stipilata Reuss				f.r.						+			
N. ehrenbergiana Neug.			f.r.	f.r.						+			
N. variabilis Neug.	f.r.			f.r.						+			
N. rudis d'Orb.				f.r.						+			
N. cziczeckiana Neug.	m.			f.r.	f.r.					+		+	
N. gracilis Neug.				f.r.						+			
Dentalina pauperata d'Orb.			f.r.							+			
Lagena globosa (Montagu)				f.r.						+			
L. aspera Reuss				f.r.						+			
L. sulcata Walker				f.r.						+			
Guttulina communis d'Orb.			f.r.							+			
Globulina gibba d'Orb.			f.r.	f.r.						+			
G. rugosa d'Orb.			f.r.							+			
Glandulina laevigata d'Orb.			r.							+			
Nonion commune (d'Orb.)				r.		f.r.	f.r.			+		+	
N. subgranosum (Egger)				f.	r.	m.	f.	f.r.	+	+	+	+	+
N. granosum (d'Orb.)				r.	f.r.	f.r.				+	+	+	+
N. germanicum (Ehrenberg)				f.r.						+			

Tabelul nr. 2 (continuare)

Răspîndirea și frecvența / Denumirea speciilor	Tortonian superior				Sarmațian inferior				Micești	Comșești	Harmoș	Aiton	Turda
	T_3^a	T_3^b	T_3^c	T_3^d (buglovia)	S_1^a	S_1^b	S_1^c	S_1^d					
N. soldanii (d'Orb.)			F.	F.						+	+		
N. pompilioides (Fichtel et Moll.)		f.r.	f.	r.		f.r.				+			
N. boueanus (d'Orb.)				f.r.						+			+
Nonionella labradorica (Dawson)				f.r.						+			+
Elphidium crispum (Linné)			r.	f.	m.	f.r.	f.r.		+	+	+	+	+
E. listeri (d'Orb.)							f.r.			+	+	+	
E. macellum (Fichtel et Moll.) var. *tumidicamerale* Bogdanovicz				r.	m.					+		+	
E. macellum (Fich el et Moll.)			f.r.	F.	F.	F.	F.	f.r.	+	+	+	+	+
E. aculeatum (d'Orb.)			f.r.	f.	f.r.					+		+	
E. katangliensis Voloschinova				r.	m.					+		+	
Neoalveolina melo (Fichtel et Moll.)				f.r.	f.r.					+			
Bulimina buchiana d'Orb.				f.r.						+	+		
B. pupoides d'Orb.				r.						+			
B. elongata d'Orb.	f.r.	f.r.	f.	m.						+	+	+	
B. elongata d'Orb. var. *subulata* Cushman et Parker				r.						+	+		
B. pineiformis (Soldani)					f.r.							+	
B. aculeata d'Orb.		f.r.	m.	f.r.						+			
B. inflata Sequenza				f.r.						+			+
B. ovata d'Orb.				f.r.	f.r.					+			
B. pyrula d'Orb			f.r.	f.r.						+			
Virgulina tarchanensis Bogdanovicz				f.r.						+			
Bolivina spathulata (Williamson)			m.							+			+
B. danvillensis Howe et Wallace				r.						+			+
B. punctata d'Orb.				r.						+			
Uvigerina urnula d'Orb.			f.r.			f.r.				+		+	
U. semiornata d'Orb.			r.	r.						+			
U. asperula Czjzek		f.r.	f.	r.						+	+		
U. pygmea d'Orb.			r.	r.						+	+		
U. pitidula Schwager				f.r.						+			
U. sparsicostata Cushman				f.r.									

Tabelul nr. 2 (continuare)

Răspîndirea și frecvența / Denumirea speciilor	Tortonian superior				Sarmațian inferior								
	T_3a	T_3b	T_3e	T_3d (buglovian)	S_1a	S_1b	S_1e	S_1d	Micești	Comșești	Harmoș	Aiton	Turda
Stilostomella verneuilii (d'Orb.)			f.r.									+	
St. elegans (d'Orb.)			f.r.							+			
St. nuttalli Cushman			f.r.							+			
Discorbis saulcii (d'Orb.)				f.r.						+			
Valvulinaria marmaroschiensis Pischvanova			f.	r.						+			
Giroidina danvillensis Howe et Wallace			f.	m.						+	+		
Cibicides dutemplei (d'Orb.)			f.	f.						+	+	+	+
C. dutemplei (d'Orb.) var. *eggeri* Serova			m.							+			
Ammonia beccarii (Linné)		f.r.		F.	f.r.	f.r.	m.			+	+	+	
Epistomina elegans (d'Orb.)			f.	f.r.						+	+	+	
Ceratocancris aff. *haueri* (d'Orb.)			r.							+			
Asterigerina planorbis d'Orb.			m.	r.						+	+	+	
Cassidulina oblonga Reuss				f.r.						+			
C. bradyi Serova			f.r.							+			
Allomorphina macrostoma Karrer	f.r.			f.r.						+			
Pullenia sexacamerata Pischanova			f.r.	f.						+	+		
Sphaeroidina austriaca d'Orb.		f.r.	F.	f.						+	+		
S. bulloides d'Orb.			f.							+			
Globigerina tarchanensis Subbotina	m.	r.		r.						+			+
G. dubia Egger		r.	f.r.	f.r.						+			+
G. bulloides d'Orb.	f.	f.	F.	m.	f.r.		f.r.		+	+	+	+	+
Globigerinoides triloba Reuss		m.	f.r.	m.	f.r.		r.			+	+	+	
G. rubriformis Subbotina					f.r.								+
G. conglobatus (Brady)	m.			f.r.						+			
Orbulina biloba d'Orb.		m.	f.r.	m.	f.r.		f.r.		+	+		+	
O. universa d'Orb.				f.r.	f.r.	f.r.	f.r.		+	+	+	+	+
O. suturalis Bronnimann		f.		m.					+	+	+		
Sphaeroidinella allata Subbotina		F.								+			

Tabelul nr. 2 (continuare)

Răspîndirea şi frecvenţa / Denumirea speciilor	Tortonian superior				Sarmaţian inferior								
	T_3a	T_3b	T_3c	T_3d (buglovian)	S_1a	S_1b	S_1c	S_1d	Micești	Comșești	Harmoș	Aiton	Turda
Cibicides communis (Röm.)										+			
C. pseudoungerianus (Cushman)			f.r.	f.r.							+		
C. mexicanus Nuttall				r.						+	+		
C. menneri Serova		r.		f.r.						+	+		
C. conoideus (Czjzek)				f.r.						+			
C. midwayensis (Plummer)		r.	r.	f.r.						+			
C. lobatulus (Walker et Jacob)		f.r.	f.	f.						+	+	+	
Cibicides (*Anomalinoides*) *postkarpaticus* Aizenstat		f.r.								+			
Semseya lamellata Franzenau		F.								+			
Spiculi de echinide	m.	m.	m.	m.	f.r.				+	+	+	+	+
Ostracode	f.r.	f.r.	f.r.	r.	m.	m.	m.	r.	+	+	+	+	+

Notă. F. = foarte frecvent; f. = frecvent; m. = moderat; r. = rar; f.r. = f. rar.

S_1a, nivel microfaunistic dezvoltat în nivelul litologic **D**, alcătuit din bancuri de microconglomerate fosilifere, nisipuri cu concreţiuni avînd slabe intercalaţii de marne, conţine o microfaună cu mult mai săracă în specii faţă de nivelele precedente; formele mai frecvente sînt:

Elphidium macellum (Fichtel et Moll.)
El. crispum (Linné)
El. katangliensis Voloschinova
Miliolina gracilis (Karrer)
Nonion subgranosum (Egger)

Începînd cu nivelul S_1a microfauna are un caracter tipic sarmaţian.

S_1b, probele colectate au făcut parte din stratele de marne şi marne nisipoase intercalate între nisipuri cu concreţiuni şi gresii. Sînt mai frecvente următoarele specii:

Elphidium macellum (Fichtel et Moll.)
Nonion subgranosum (Egger)

S_1c, nivel micropaleontologic care corespunde cu nivelul litologic **E**. Speciile caracteristice acestuia sînt de vîrstă sarmaţian inferioară:

Elphidium macellum (Fichtel et Moll.)
Nonion subgranosum (Egger)
Ammonia beccarii (Linné)
Elphidium crispum (Linné)

S_1d, probele provin din marnele şi marnele nisipoase intercalate între nisipuri şi gresii, conţinînd formele :

Nonion subgranosum (Egger)
Elphidium macellum (Fichtel et Moll.)

După cum am mai amintit, profilul principal de unde am colectat materialul micropaleontologic este cel de la Comşeşti. În legătură cu asociaţiile microfaunistice găsite, menţionăm că ne aflăm în prezenţa a două asociaţii distincte : una tortoniană şi cealaltă sarmaţiană. Bazîndu-ne mai ales pe nivelele litologice, am separat în cadrul fiecărei asociaţii o serie de nivele microfaunistice, între care — cum este cazul microfaunei sarmaţiene — nu întotdeauna se înregistrează deosebiri prea mari.

Luînd în considerare datele macro- şi micropaleontologice, putem constata că limita dintre tortonianul superior şi sarmaţianul inferior se poate trage sub nivelul litologic **D**, sau microfaunistic S_1a, adică sub bancurile de microconglomerate fosilifere, nisipuri, gresii şi marne. Sub această limită se individualizează un complex microfaunistic care ne indică prezenţa orizontului buglovian.

Asupra complexelor microfaunistice tipice ale tortonianului superior şi sarmaţianului inferior nu vom insista. Considerăm necesar să ne oprim însă asupra microfaunei orizontului buglovian. Complexul de foraminifere determinate din nivelul T_3d de la Comşeşti are o mare asemănare cu microfauna zonei S_1 aparţinînd miocenului din Muntenia de est, menţionată de T. Iorgulescu (20). Observăm totuşi că, în ceea ce priveşte specia *Cibicides lobatulus* (Walker et Jakob), care în Muntenia de est înregistrează o mare abundenţă în zona S_1, în regiunea cercetată de noi ea este mult mai puţin numeroasă.

De fapt „explozia" acestei specii în buglovian nu este semnalată în toate regiunile. Astfel, în Precarpatia Sovietică şi în partea de sud-vest a Platformei Ruse, M. I. Serova nu aminteşte de „explozia" speciei *Cibicides lobatulus* în depozitele tortoniene, respectiv în acelea care aparţin orizontului buglovian. Autoarea aminteşte doar că această specie este frecventă, însă fără să apară „exploziv". Situaţii asemănătoare constatăm şi în alte regiuni, cum este de exemplu Bazinul Vienei, unde la finele tortonianului se înregistrează o abundenţă de *Ammonia beccarii* (fost *Streblus*, *Rotalia*), precum şi diverse specii de *Cibicides* şi *Elphidium* (46).

Procesul îndulcirii apelor marine, început la sfîrşitul tortonianului superior, a favorizat, în multe regiuni, apariţia unui amestec de faună marină normală şi salmastră.

Asemenea condiţii salmastre existau şi în Slovacia, cînd s-au format depozitele orizontului superior al tortonianului superior, caracterizat tot prin abundenţa speciei de *Ammonia beccarii* (3), (5), (6), (13).

În Transcarpatia, în seria Pregudska, speciile de *Ammonia beccarii* şi *Elphidium macellum* sînt de asemenea cele mai răspîndite (49).

Din cele arătate mai sus putem trage concluzia că procesul îndulcirii nu este peste tot marcat prin „explozia" speciei *Cibicides lobatulus*. În Bazinul Vienei, Slovacia, Transcarpatia, Precarpatia, specia *Ammonia beccarii* este cea mai frecventă.

O asociaţie microfaunistică asemănătoare cu aceea din regiunile menţionate găsim în depozitele bugloviene dintre Cluj şi Turda. Cele mai frecvente forme din acest orizont sînt : *Elphidium macellum*, *Nonion soldanii*, *Ammonia beccarii* etc. Şi în cazul complexului studiat de noi putem constata că la sfîrşitul tortonianului, o dată cu procesele de îndulcire, formele marine tipice devin tot mai puţin numeroase.

Este interesant de remarcat faptul că — în comparaţie cu regiunile învecinate — atît depozitele tortoniene superioare cît şi cele sarmaţiene din regiunea cercetată sînt cu mult mai bogate în resturi organice, remarcîndu-se mai ales foraminiferele din sedimentele tortoniene şi moluştele din cele sarmaţiene. Fenomenul poate fi pus pe seama existenţei unor condiţii ecologice mai favorabile dezvoltării vieţii în aceste locuri, în comparaţie cu restul bazinului. Depozitele din regiunea cercetată s-au format în apropierea ţărmului, într-o zonă agitată, bogată în oxigen. Microfauna este mai frecventă în stratele marnoase-nisipoase, iar macrofauna în cele microconglomeratice. Cu cît vom înainta înspre interiorul Bazinului Transilvaniei, cu atît aceste depozite devin mai fine şi totodată mai sărace în resturi organice.

DESPRE CONŢINUTUL ŞI POZIŢIA STRATIGRAFICĂ A BUGLOVIANULUI

Problema limitei tortonian-sarmaţiene în multe regiuni încă nu este pe deplin elucidată, iar diversele păreri sînt legate de problema conţinutului buglovianului, precum şi de poziţia lui stratigrafică. În decursul cercetărilor noastre, lovindu-ne de aceste greutăţi, am crezut că este util ca, bazaţi pe literatura geologică din ultima vreme, să prezentăm o privire de ansamblu asupra poziţiei buglovianului, din cele mai importante regiuni de răspîndire ale acestuia, iar concluziile la care vom ajunge să le aplicăm şi în regiunea studiată de noi.

Diversele păreri în legătură cu buglovianul se grupează în jurul următoarelor probleme :

1. În cazul cînd delimităm buglovianul, care este accepţia pe care trebuie să i-o dăm? (etaj, subetaj, strat, orizont).
2. Care este poziţia stratigrafică a buglovianului?, mai precis
   — buglovianul ca termen final al tortonianului;
   — buglovianul ca termen independent între tortonian şi sarmaţian:
   — buglovianul ca termen iniţial al sarmaţianului.

În cele de mai jos vom încerca să prezentăm o analiză succintă a problemelor ridicate.

Buglovianul, după cum este ştiut, a fost delimitat pentru prima oară în anul 1887 de către V. Laskarev în Ucraina de vest. El este reprezentat aici prin depozite gresoase oolitice, argile marnoase, în grosime de 2 m, care conţin o faună caracteristică de Konka (*Venus konkensis* Sok., *Mactra eichwaldi* Lask. var. *bugloviensis* Lask., *Syndesmia alba* Wood. var. *scythica* Sok. etc.), precum şi o faună sarmaţian inferioară (*Tapes vitalinus* d'Orb., *Syndesmia reflexa* Eichw., *Ervilia dissita* Eichw. etc.). Acest buglovian a fost identificat apoi la Konka (strate

de Konka cu *Venus konkensis*, strate cu *Spaniodon*), iar mai tîrziu şi în sud-vestul R.S.S. Ucrainene, Moldova, în Subcarpaţi, Muntenia, R. P. Bulgaria, regiunile Pre- şi Transcarpatice ale Uniunii Sovietice, Slovacia şi, în ultimele două decenii, şi în Transilvania. Cercetătorii au tratat extrem de variat cuprinsul şi poziţia stratigrafică a buglovianului. În legătură cu această problemă, ne vom referi în special la constatările făcute asupra acestor teme, de diferiţi autori în ultimii 20 de ani.

1. BUGLOVIANUL CA SUBDIVIZIUNE GEOLOGICĂ

Unii cercetători, ca I. Atanasiu (2), N. Macarovici şi P. Jeanrenaud (22) etc. consideră buglovianul ca etaj aparte. Alţii, ca C. Gheorghiu (8), R. E. Abrukina (1), W. Krach (16), R. Ney (28) atribuie buglovianului conţinutul de subetaj.

Altă categorie de autori, cum este L. N. Kudrin (17), cu ocazia descrierilor sau paralelizărilor, consideră buglovianul ca strat.

Majoritatea cercetătorilor folosesc însă pentru buglovian denumirea de *orizont*. În acest sens trebuie amintite lucrările publicate de M. I. Serova (41), E. Saulea (36), Z. V. Suhov (44), Gr. Răileanu (35) şi L. S. Pişvanova (33), precum şi mulţi alţii. De asemenea şi în Dicţionarul stratigrafic al Uniunii Sovietice buglovianul este menţionat ca strat şi orizont.

Din cele de mai sus rezultă că, în ultimii ani, o serie de autori au atribuit buglovianului un conţinut diferit, variind între etaj, pe de o parte, şi orizont, pe de altă parte. Să analizăm pe scurt care este, după părerea noastră, conţinutul cel mai potrivit pentru buglovian.

Prin noţiunea de etaj înţelegem totalitatea depozitelor caracterizate printr-un anumit complex faunistic şi care s-au format într-un interval de timp corespunzător vîrstei geologice. Etajul se delimitează pe baza resturilor de animale şi plante fosile şi corespunde cu o etapă a evoluţiei scoarţei pămîntului şi a vieţii organice. După Menner, etajul are o importanţă planetară, 70% din etaje se pot delimita pe cel puţin trei continente, dar se găsesc şi etaje care se pot urmări chiar şi pe cinci continente. Buglovianul care a fost delimitat numai într-o parte a Platformei Ruse, Transcarpatia şi Precarpatia, R. P. Romînă şi R. P. Bulgaria, fiind format în general din depozite cu grosimi reduse — în multe cazuri inseparabile de restul depozitelor — şi cu o faună discutabilă, credem că nu corespunde termenului de etaj.

O situaţie asemănătoare constatăm şi în cazul subetajului.

Orizontul este format dintr-un complex de roci diferite din punct de vedere litologic, conţinînd o faună caracteristică. Nu este răspîndit pe toată suprafaţa pămîntului, ci are o unitate stratigrafică locală. Unii autori folosesc acest termen pentru un pachet de strate cu o grosime redusă, însă cu caractere litologice şi faunistice specifice.

Luînd în considerare răspîndirea, caracterele litologice, grosimea depozitelor, precum şi aspectele faunistice, credem că delimitarea buglovianului ca *orizont* este cea mai potrivită.

2. POZIŢIA STRATIGRAFICĂ A BUGLOVIANULUI

Am amintit că, în legătură cu această problemă, există mai multe păreri. Marea majoritate a cercetătorilor (4), (5), (6), (3), (13), (15), (17), (16), (30), (27), (36), (41), (44) etc. atribuie orizontul buglovian părţii superioare a tortonianului. Alţi cercetători consideră buglovianul ca o unitate independentă între tortonian şi sarmaţian (2), (22), iar o altă serie de autori, destul de numeroşi, consideră orizontul buglovian ca reprezentînd termenul iniţial al sarmaţianului. Dintre aceştia amintim pe G. N. Grişkevici (11), T. Iorgulescu (20), L. S. Pişvanova (33), Gr. Răileanu (35) etc.

Este cunoscut faptul că, la sfîrşitul tortonianului, au avut loc mişcările orogenetice aparţinînd fazei stirice, deosebit de importantă atît pentru ţara noastră, cît şi pentru regiunile învecinate. În acest timp s-au produs mişcări de ridicare a Alpilor şi Carpaţilor. Datorită lor s-a întrerupt legătura dintre regiunile Mediteranei şi bazinele din centrul şi estul Europei. Ruperea acestor legături, precum şi aportul masiv de apă dulce, aduc după sine o schimbare accentuată a salinităţii apelor, care încep treptat să se îndulcească. În regiunile învecinate Carpaţilor şi Alpilor marea suferă o regresiune de scurtă durată, în urma căreia o serie de teritorii au devenit chiar uscaturi. Schimbarea salinităţii se resimte puternic şi în compoziţia faunei. Majoritatea formelor tortoniene dispar, cedînd locul unor forme mai puţin pretenţioase la salinitate. Această trecere de la o faună marină la una salmastră s-a petrecut într-o perioadă corespunzătoare orizontului buglovian. O dată cu începutul sarmaţianului inferior — volhynianul — datorită unei scufundări masive a blocului sudic al Platformei Ruse, precum şi a altor bazine, marea s-a extins mult, a înregistrat o transgresiune generală, care în multe regiuni a depăşit linia tortonianului. Acestea au fost principalele evenimente care au avut loc la sfîrşitul tortonianului şi începutul sarmaţianului. Majoritatea cercetătorilor, orientîndu-se după criteriul că, în general, un etaj nu poate începe cu o serie regresivă, consideră că buglovianul aparţine tortonianului superior, el reprezentînd depozitele regresive de la finele acestuia. În ceea ce priveşte limita inferioară a sarmaţianului inferior, în majoritatea regiunilor, ea este marcată printr-o transgresiune de scurtă durată, a cărei amploare variază de la o regiune la alta, şi după care sarmaţianul, în totalitatea lui, are un caracter regresiv.

Să analizăm aceste probleme în diferitele regiuni de răspîndire a depozitelor miocene.

În *Bazinul Vienei*, depozitele sarmaţiene cu *Ervilia*, *Syndesmia* şi *Mohrensternia* se depun transgresiv peste cele tortoniene (31), (47). Partea cea mai superioară a tortonianului (zona cu *Ammonia* Grill, 1941), spre deosebire de depozitele tortoniene medii, are o compoziţie faunistică diferită. Pe lîngă deosebirile faunistice, aceste depozite diferă de cele inferioare şi prin caracterul lor regresiv. Totodată se poate constata că, în această zonă cu *Ammonia*, dispar o serie de vieţuitoare, adaptate condiţiilor exclusiv marine cum sînt echinidele, coralierii, numeroase familii de moluşte ca purpuridele, pectinidele, conidele etc. Această limită a

fost socotită, de nenumărate ori, ca limita superioară a tortonianului, cu un facies de bazin.

Între stratele cu *Rissoa*, adică zona cu *Elphidium reginum*, care se depune transgresiv, şi limita depozitelor cu o faună pur marină există o intercalaţie de strate care prezintă un caracter regresiv faţă de depozitele din fundament. În aceste depozite au fost găsite, în afară de foraminifere, şi specii eurihaline de moluşte, care predomină în stratele cu *Rissoa*, unde au deja o notă caracteristică. Stratele cele mai înalte ale tortonianului pot fi paralelizate cu stratele bugloviene ale lui Laskarev, A. Papp (31).

Cu ocazia transgresiunii sarmaţiene în zonele marginale ale Bazinului Vienei, s-au depus sedimente cu *Mohrensternia*, *Ervilia*, *Syndesmia* şi *Cardium janoscheki* Papp. Aceste depozite corespund zonei cu *Elphidium reginum* din regiunea internă a bazinului.

În *Bazinul Panonic*, sarmaţianul inferior depăşeşte limita tortonianului, luînd contact direct cu depozite mai vechi. Această situaţie se poate constata în părţile vestice ale Bazinului Panonic, în regiunea Leitha, Rozalia, Köszeg (Lajos Telegdi-Roth, Miklós Venz, K. E. Szádeczky). În împrejurimile oraşului Sopron, la sfîrşitul tortonianului, a avut loc o regresiune, sarmaţianul inferior depunîndu-se discordant şi transgresiv peste tortonian. La sud-est de Bakony şi în Mecsek, tortonianul lipseşte, iar sarmaţianul se dispune transgresiv peste triasic (39). La Tétény, calcarele sarmaţiene inferioare iau contact direct cu depozitele miocene inferioare. Caracterul transgresiv al sarmaţianului inferior se evidenţiază şi în regiunea Bicske — Paty — Perbál — Tinnye, unde acesta se aşază peste dolomitele triasice sau peste oligocenul superior (39).

În sudul Mátrei şi la sud-est de Bükk, tortonianul lipseşte, iar sarmaţianul se depune peste miocenul inferior. Forajul I de la Debrecen arată că peste tufurile miocene inferioare şi medii se aşază direct calcare sarmaţiene inferioare. Aici tortonianul lipseşte (38).

În *Slovacia*, la sfîrşitul tortonianului (orizontul cu *Ammonia beccarii*) a avut loc o îndulcire a apelor. Despre acest fapt amintesc o serie de lucrări mai recente (5), (6), (3), (13) etc.

Jan Seneš (40) menţionează că depozitele salmastre formează un facies al tortonianului superior cu caracter mediteranean. Existenţa formelor tipice pentru Crimeea, Caucaz şi R. P. Polonă duce la presupunerea că îndulcirea apelor de la sfîrşitul tortonianului nu a avut numai un caracter local, ci regional, şi a stat în legătură cu mişcările de ridicare din regiunile carpatice şi din Europa Orientală.

În condiţiile existente la finele tortonianului, textularidele dispar, iar *Nonion communis* şi *Ammonia beccarii* încep să predomine asupra formelor tipice marine (5).

La est de Slovacia, în Transcarpatia, limita dintre tortonian şi sarmaţian a fost studiată de I. A. Korobkov şi I. B. Pleşakov (15). Autorii semnalează la această limită o lacună de sedimentaţie, după care sarmaţianul inferior se depune transgresiv şi discordant. În depozitele seriei Pregudska s-au întîlnit formele de *Modiola incrassata* d'Orb. var. *buglo-*

viensis Gat., *Cerithium* ex gr. *mitrale* Eichw., *C. pictum* Bast., *Ervilia trigonula* Sok., *Abra* cf. *scythica* Sok. (var. *konkensis* Sok.?), *Cardium* sp., *Venus* sp., ostreide. Seria Pregudska este paralelizată cu stratele de Konka şi Buglov. I. V. Venglinski (49), pe baza faunei de foraminifere atribuie seria Pregudska de asemenea tortonianului. G. N. Grişkevici (11) paralelizează stratele cu *Abra*, din Transcarpatia, cu buglovianul de pe Platforma Rusă, cu stratele cu *Venus konkensis* din sudul R. S. S. Ucrainene şi Karabugaz. Grişkevici consideră aceste strate ca orizont de bază al sarmaţianului, neluînd în considerare că stratele cu care le paralelizează aparţin tortonianului.

După E. Saulea şi A. Bărbulescu (37), în Bazinul Baia-Mare depozitele sarmaţiene se depun transgresiv şi discordant peste tortonian. Între aceste două etaje există o lacună stratigrafică care corespunde buglovianului.

Mişcările de ridicare de la sfîrşitul tortonianului şi situaţia transgresivă a sarmaţianului sînt semnalate în Bazinul Beiuşului de M. Paucă (32) şi în Banat de către E. Jekelius (21).

Transgresiunea sarmaţianului inferior se mai poate constata şi în Bazinele Borodului şi Şimleului (9), (10).

În golful Caransebeş — Mehadia sarmaţianul inferior se aşază de asemenea direct peste şisturile cristaline (39).

În Transilvania, buglovianul este amintit pentru prima oară de I. Maxim în regiunea Beclean (25).

În cadrul lucrărilor sale, Mircea Ilie (18), (19) menţionează că „sarmaţianul bazinului transilvan manifestă o transgresiune generală pe margini şi o continuitate de sedimentare în centru"[1]). Punctele indicate de M. Ilie unde sarmaţianul ia contact cu termeni mai vechi decît tortonianul superior sînt: în estul bazinului, unde sarmaţianul inferior ia contact cu tuful de Dej; în sud sarmaţianul inferior se dispune peste cristalinul Făgăraşului, la Porumbac şi Sărata; pe marginea Munţilor Sebeşului, între Dobîrca şi Cîlnic, sarmaţianul inferior este de asemenea transgresiv; în regiunea Alba-Iulia, depozitele amintite se aştern direct peste eocenul Munţilor Metaliferi; la Sălicea, lîngă Cluj, sarmaţianul inferior este transgresiv peste paleogen.

În nord-vestul bazinului, între Cluj şi Turda, noi am constatat caracterul regresiv al depozitelor din partea superioară a tortonianului (buglovianul), precum şi caracterul transgresiv al sarmaţianului inferior.

Gr. Răileanu (35) atribuie buglovianului depozitele cuprinse între tuful de Borşa şi tuful de Ghiriş. El semnalează că, spre partea superioară a buglovianului, intercalaţiile de gresii devin mai frecvente. Autorul atribuie buglovianul părţii inferioare a sarmaţianului inferior.

Din cercetările lui L. Nagy (27) rezultă că, la sfîrşitul tortonianului, în partea de est a Transilvaniei, s-a produs o ridicare urmată de o denudare, sarmaţianul inferior fiind transgresiv.

Pe valea Mureşului, C. Gheorghiu (8) consideră buglovianul ca un subetaj aparte, avînd afinităţi cu sarmaţianul. Şi în această re-

[1]) p. 113.

giune, autorul menţionează două puncte unde sarmaţianul inferior stă peste cristalin (N de comuna Boş şi E de Bîrsău).

După cum se vede, exceptînd partea de nord a bazinului, unde se pare că ridicarea produsă la sfîrşitul tortonianului a fost mai accentuată, iar transgresiunea sarmaţian inferioară nu a mai acoperit aceste regiuni, în restul bazinului, transgresiunea a avut un caracter general. Punctele menţionate mai sus, unde depozitele sarmaţianului inferior depăşesc linia de ţărm a tortonianului, sînt mărturii evidente ale acestei transgresiuni de scurtă durată şi care desigur că, înainte ca eroziunea să le fi fragmentat, formau o zonă marginală continuă.

În concluzie, dacă ne referim la regiunile din interiorul arcului carpatic (Bazinul Vienei, R. P. Ungară, Slovacia, Transcarpatia, bazinele externe ale Munţilor Apuseni, Banatul, Bazinul Transilvaniei), constatăm că la sfîrşitul tortonianului au avut loc mişcări de ridicare, în urma cărora au rezultat regresiuni, îndulciri, faze de denudare. Sarmaţianul inferior se aşază transgresiv, depăşind linia de ţărm a tortonianului, uneori prezentînd o discordanţă unghiulară, precum şi schimbări în compoziţia litologică. Seria regresivă — salmastră, caracterizată printr-o faună amestecată (marină şi salmastră), este considerată, de majoritatea cercetătorilor din ultimele două decenii, ca reprezentînd termenul final al tortonianului, respectiv buglovianul.

Să urmărim, în continuare, situaţia buglovianului din exteriorul arcului carpatic.

Geologii polonezi consideră buglovianul ca termen final al tortonianului. R. Ney (28) delimitează, în cadrul tortonianului, trei subetaje : opolskian, grabovskian şi buglovian. W. Krach (16) paralelizează tortonianul superior cu buglovianul. În 1955 a apărut o lucrare de mare amploare, în care M. I. Serova (41), pe baza microfaunei din Precarpatia Sovietică, atribuie orizontul M_{II} cu *Ammonia beccarii* şi *Globigerina bulloides* — pe care îl paralelizează cu buglovianul — tortonianului superior. Într-o lucrare mai recentă, A.A. Bogdanov şi M. I. Serova (4) denumesc ultimul orizont al tortonianului superior orizontul buglovian, cu rare foraminifere. Mai sînt autori care atribuie buglovianul din această regiune sarmaţianului inferior. Astfel este Pişvanova, care paralelizează seria Daşavsk cu buglovianul, atribuindu-l sarmaţianului inferior.

În Subcarpaţii Munteniei, E. Saulea (36) paralelizează buglovianul cu stratele de Konka şi Karagan din Caucaz, care aparţin tortonianului. Autoarea menţionează că sarmaţianul inferior este discordant şi transgresiv, faţă de buglovian; de asemenea mai aminteşte că buglovianul reprezintă o fază regresivă, iar cu sarmaţianul începe un nou ciclu de sedimentare.

În Muntenia de est, T. Iorgulescu (20) delimitează peste complexul marnos cu *Spirialis* un pachet marnos cu *Ervilia*, care a fost atribuit buglovianului de către D. Preda.

M. Tudor (47) consideră transgresiunea sarmaţiană din Oltenia, în regiunea cuprinsă între Jiu şi Olteţ, ca mai puternică faţă de celelalte transgresiuni terţiare, din această regiune.

În ultimii ani, L. N. Kudrin (17) a studiat amănunţit orizontul Konka din Platforma Rusă. Autorul, pe baza analizei făcute asupra frecvenţei speciilor de moluşte, consideră că stratele cu *Venus konkensis* Sok. sînt de aceeaşi vîrstă cu stratele bugloviene, care la rîndul lor se pot paraleliza cu orizontul Konka superior din Caucaz (în accepţia lui Jijcenko).

După I. A. Korobkov, majoritatea cercetătorilor sovietici împărtăşesc părerea că stratele bugloviene reprezintă un facies salmastru al părţii superioare a stratelor de Konka şi, deci, ele aparţin tortonianului. La concluzii asemănătoare ajunge şi Z. V. Suhov (44), care, cercetînd depozitele tortoniene din R.S. Moldovenească, conchide că buglovianul face trecerea către sarmaţianul inferior.

Din cele de mai sus rezultă că, în ceea ce priveşte Platforma Rusă, majoritatea cercetătorilor sovietici, care s-au ocupat cu studiul depozitelor miocene din această parte, consideră buglovianul ca termen final al tortonianului.

În Platforma Moldovenească, I. Atanasiu (2), N. Macarovici şi P. Jeanrenaud (22) separă buglovianul ca un etaj aparte, care conţine o faună cu afinităţi mai mari cu sarmaţianul decît cu tortonianul. Sarmaţianul, de altfel ca şi în toată Platforma Volhynică, începe în Moldova cu o transgresiune, care depăşeşte mult limita buglovianului.

Caracterul transgresiv al sarmaţianului reiese foarte clar în Dobrogea de sud, unde aceste depozite ocupă o suprafaţă mare, care începe din valea Carasu, şi se extinde spre sud, trecînd în R.P. Bulgaria.

În R.P.Bulgaria, sub depozitele sarmaţiene inferioare, există un pachet de strate considerate de tip Konka şi buglovian, şi care sînt paralelizate cu stratele de Konka din Uniunea Sovietică. Asociaţia de faună din aceste strate indică o îndulcire. Sarmaţianul inferior este transgresiv peste depozitele de Konka-buglovian (7).

Luînd în considerare datele menţionate mai sus, putem trage cîteva concluzii în ceea ce priveşte poziţia stratigrafică a acestui orizont. În toate regiunile unde buglovianul a fost delimitat faunistic, indiferent dacă a fost considerat tortonian sau sarmaţian, el reprezintă o serie regresivă a tortonianului superior. Depozitele sarmaţiene inferioare, în toate cazurile, se situează transgresiv peste terenurile mai vechi.

Datorită mişcărilor epirogenetice de la sfîrşitul tortonianului, unele regiuni s-au ridicat chiar şi deasupra nivelului mării, din care cauză a rezultat un proces de denudare. În această situaţie, sarmaţianul inferior se dispune transgresiv şi discordant pe terenuri mai vechi. Fauna buglovianâ poate fi delimitată acolo unde există continuitate de sedimentare sau procesul de îndulcire nu a fost atît de rapid, încît să împiedice existenţa unor forme tortoniene.

Marea majoritate a cercetătorilor, luînd în considerare criteriile de mai sus, socotesc *buglovianul ca un orizont final, cu facies deosebit, al tortonianului superior*. Mai puţini sînt acei cercetători care, bazaţi numai pe considerente macrofaunistice, socotesc buglovianul ca termen iniţial al sarmaţianului, sau ca etaj ori subetaj independent între tortonian şi sarmaţian.

Stratotipul orizontului buglovian, de la Buglovka, este socotit în prezent ca termen final al tortonianului.

În vederea trasării limitei dintre tortonian şi sarmaţian în regiunea cercetată, în afară de datele macro- şi microfaunistice, ne-am servit şi de unele criterii paleogeografice.

La sfîrşitul tortonianului, după cum am văzut, s-a înregistrat o ridicare generală. Aceste mişcări s-au resimţit şi în regiunea cercetată de noi unde ele au avut drept rezultat scăderea simţitoare a adîncimii (serie regresivă), precum şi începutul proceselor de îndulcire. Depozitele marnoase-nisipoase, formate în această etapă, precum şi microfauna cu caracter de amestec găsită aici, reprezintă orizontul buglovian.

După această fază regresivă urmează o transgresiune evidentă a sarmaţianului inferior, marcată prin faptul că linia de ţărm a acestei mări a ajuns mult spre vest, unde depozitele sarmaţiene inferioare iau contact direct cu cele eocene. În timpul transgresiunii maxime, în regiunea dintre Cluj şi Turda, s-au format depozite marnoase, cu slabe intercalaţii de tufuri. După cum am mai amintit, această transgresiune a fost de scurtă durată, după care a urmat din nou o fază regresivă, care s-a menţinut pînă la sfîrşitul sarmaţianului. În regiunea cercetată de noi, seria regresivă a sarmaţianului inferior este reprezentată prin depozite nisipoase, gresoase, cu concreţiuni.

Catedra de paleontologie-stratigrafie,
Facultatea de ştiinţe naturale-geografie,
Universitatea „Babeş-Bolyai", Cluj

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГРАНИЦЫ ТОРТОН — САРМАТ В РАЙОНЕ МЕЖДУ КЛУЖЕМ И ТУРДОЙ И ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО СОДЕРЖАНИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ БУГЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА

РЕЗЮМЕ

На основании макро- и микропалеонтологического исследования полного разреза сарматских отложений района Комшешть авторы выделяют ряд горизонтов, среди которых горизонты A и B и низы горизонта C относятся ими к тортону, а верхняя часть этого последнего — к бугловскому. Горизонты D, E и F относятся к нижнему сармату.

Далее анализируется характер и стратиграфическая позиция бугловского отложения. В связи с этим авторы отмечают, что эти отложения следует рассматривать не как ярус или подъярус, а как горизонт. В отношении стратиграфической позиции бугловских отложений большинство авторов этот горизонт рассматривают как последний член тортона, а именно как регрессивную серию верхнего тортона, трансгрессивно перекрытую нижнесарматскими отложениями; некоторые же авторы рассматривают их как базальный горизонт сармата или же, наконец, как независимую стратиграфическую единицу.

В исследованном районе бугловский горизонт представлен регрессивной серией отложений, трансгрессивно перекрытых нижнесарматскими формациями и переходящих, следовательно, за береговую линию тортона.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Ритмограмма верхнетортонских и нижнесарматских отложений в районе Комшешть.

Рис. 2. — Литологическая колонка тортонских и сарматских отложений в районе между г. Клужем и Турдой.

CONTRIBUTION À L'ÉTABLISSEMENT DE LA LIMITE ENTRE LE TORTONIEN ET LE SARMATIEN, ENTRE CLUJ ET TURDA ET VUE GÉNÉRALE SUR LE CONTENU ET LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DU BUGLOVIEN

RÉSUMÉ

Les auteurs étudient, au point de vue macro- et micropaléontologique, un profil complet des dépôts sarmatiens de Comşeşti où ils séparent plusieurs niveaux. Parmi ceux-ci, les niveaux A,B, ainsi que la partie inférieure du niveau C, représentent le tortonien, tandis que la partie supérieure de ce dernier, ainsi que les niveaux D, E, F ont l'âge du sarmatien inférieur.

En continuant l'analyse du contenu, ainsi que la position stratigraphique du buglovien, ils mentionnent qu'on a tort d'attribuer au buglovien le contenu d'étage ou même de sous-étage et que sa caractérisation la plus propre est le contenu d'horizon. En ce qui concerne la position stratigraphique du buglovien, ils montrent que la plupart des géologues considèrent cet horizon comme le terme final du tortonien, à savoir la série régressive du tortonien supérieur sur lesquelles les dépôts du sarmatien inférieur sont situés transgressivement. Les géologues considérant le buglovien comme base du sarmatien ou comme unité stratigraphique indépendante sont moins nombreux.

Dans la région comprise entre Cluj et Turda, l'horizon buglovien représente une série régressive, sur laquelle les dépôts du sarmatien inférieur sont transgressifs et dépassent, par conséquent, la ligne frontière du tortonien.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Rythmogramme des dépôts tortoniens supérieurs et des dépôts sarmatiens inférieurs de Comşeşti.

Fig. 2. — Colonnes lithoglogiques des dépôts tortoniens et sarmatien entre Cluj et Turda.

BIBLIOGRAFIE

1. АБРУКИНА Р. Е., *Стратиграфия сарматских отложений Северной Буковины и Северной Бессарабии*, Уч. зап. Кишиневск. Ун-та, 1955 (Реф. журн., 1956, *8*, 8203).
2. ATANASIU I., *La sarmatien du Plateau Moldavie*, An. Acad. Rom. Mem. şed. şt., seria a III-a, 1945, **XX**, Mem. 5.
3. BILEK K., *Geologie spodního a středního mioceńu východní části vídeńsko páuve*, Sbírka prácí výzkumn úst., 1956, **E**, *23* şi *25* (Ref. jurn., 1958, *8*, 13704).
4. БОГДАНОВ А. А. и СЕРОВА М. И., *О стратиграфическом положении соленосных свит в разрезе миоцена Предкарпатия*, Уч. Зап. Моск. Ун-та, 1956, 176 (Реф. журн., 1957, *10*, 13583).
5. BYSTRICKA H., *Zpáva o micropaleontologiskom výskume néogenu východného*, Slovenska. Geol. práce SAV, 1954 (Ref. jurn., 1957, *12*, 16850).
6. BUDAY T., *Soucasny stav stratigrafickych vuzkamu v spodnim a strednim miocénu dolnomoravského uvalu*, Vest. Ustred. ustavu geol., 1955, *30* (Ref. jurn., 1956, *11*, 11432).
7. КОХЕН, ДИМИТРОФФ и КАМЕНОФФ, *Основы на геологиата на България*, София, 1946.
8. GHEORGHIU C., *Studiul geologic al Văii Mureşului între Deva şi Dobra*, An. Com. geol., 1954, **XXVII**.
9. GIVULESCU R., *Cercetări geologice în Bazinul neogen al Borodului (reg. Oradea)*, Stud. şi cercet. geol. -geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1957, **VIII**, *1—2*.
10. — *Note paleobotanice (Nota a treia)*, Stud. şi cercet. şt. (Cluj), Seria geologie, 1958, *8*.
11. ГРИШКЕВИЧ Г. Н., *Сарматские отложения Закарпатской области СССР*, Геол. сб. Львовск. геол. об. -во при унив. 1956 (Реф. журн., 1957, *12*, 16802).
12. HAUER FR. u. STACHE G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
13. HOMOLA V., SLAVIK J. a SLAVIKOVA K., *Přehled geologie vychodoslovenského neogenu*, Sbírka prácí výzkumn úst., 1956, **E**, *9—13* (Ref. jurn., 1958, *8*, 13703).
14. KOCH A., *Az Erdélyrészi medencze harmadkori képződményei Neogén csoport*, Budapesta, 1900, **II**.
15. КОРОБКОВ И. А. и ПЛЕШАКОВ И. Б., *Стратиграфия и фауна моллюсков неогеновых отложений Закарпатской области СССР*, Докл. Акад. Наук СССР, 1948, *3*.
16. KRACH W., *Uwagi w sprawie podzialu miocenu Polski*, Prezegl. geol., 1956, *3* (Ref. jurn., 1957, *10*, 13584).
17. КУДРИН Л. Н., *О конском горизонте миоцена*, Уч. зап. Львовского ун-та, 1954 (Реф. журн., 1956, *5*, 5073).
18. ILIE M., *Sedimentaţia şi subsidenţa în Bazinul Transilvaniei*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1948—1949, **XXXVI**.
19. — *Cercetări geologice în regiunea Cojocna-Turda-Ocna Mureşului*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXVII**.
20. IORGULESCU T., *Contribuţiuni la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de est*, An. Com. geol., 1953, **XXVI**.
21. JEKELIUS E., *Sarmat und Pont von Soceni (Banat)*, Mem. Inst. geol. Rom., Bucureşti, 1944.
22. MACAROVICI N. et JEANRENAUD P., *Revue générale du Néogène de Platforme de la Moldavie*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, seria şt. nat., 1958, **IV**.
23. MÎRZA I., *Date noi asupra vîrstei şi petrografiei tufului de Ghiriş*, Studia Universitatum „Babeş et Bolyai", Cluj, 1960.
24. MAXIM I., *Contribuţiuni la explicarea fenomenelor de încălzire a apelor lacurilor sărate din Transilvania*, Rev. Muz. geol.-mineral. Univ. Cluj, 1937, **VI**, *1—2*.
25. — *Prezenţa Sarmaţianului inferior în regiunea Beclean pe Someş*, Rev. Muz. geol.-mineral. Univ. Cluj 1944, **VIII**, *1*.
26. MÉSZÁROS N. és OZSVÁTH J., *Kolozsvártól délre található származiai üledekek puhatestű faunája*, Studia Universitatum „Babeş et Bolyai", Cluj, seria geol.-geogr., 1958, **III**, *1*.

27. NAGY L., *Az Erdélyi diapir-öv Sajó és Nyárad közötti részenek stratigráfiai és tektonikai viszonyai*, A. Koloszvári Bolyai Tudományegyetem 1945—1955, Cluj, 1956.
28. NEY R., *O miocenie na prezedgorzu karpat miedzu Przemyslem a Chyrowem*, Przgl. geol., 1957, *5* (Ref. jurn., 1960, *2*, 2404).
29. NITULESCU O., *Contribuţiuni la studiul geologic al regiunii Schiopi-Petreşti (Jud. Turda)*, Rev. Muz. geol.-mineral. Univ. Cluj, 1936, **VI**, *1—2*.
30. ОВЕЧКИН Н. М., *Всесоюзное совещание по общим вопросам стратиграфической классификации и его итоги*, Советская геология, 1955, *45*.
31. PAPP A., *Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken*, Mitteilungen der Geol. Gesellschaft in Wien, 1956, **47**.
32. PAUCĂ M., *Neogenul din Bazinele externe ale Munţilor Apuseni*, An. Com. geol., 1954, **XXVII**.
33. ПИШВАНОВА Л. С., *Новые данные о верхнетортонских и нижнесарматских отложениях Предкарпатия*, Тр. Всес. п-и. геологоразвед. нефт. ин-т, 1958, *9* (Реф. журн., 1959, *5*, 8974).
34. POP GH., *Contribuţii la stabilirea vîrstei şi condiţiilor morfoclimatice în geneza suprafeţei de eroziune Mărişel din Munţii Gilăului-Muntele Mare*, Stud. şi cercet. geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1958, **VIII**, *3—4*.
35. RĂILEANU GR., *Prezenţa Buglovianului în regiunea Apahida*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", 1955, *9*.
36. SAULEA E., *Contribuţiuni la stratigrafia miocenului din Subcarpaţii Munteniei*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
37. SAULEA E. şi BĂRBULESCU A., *Contribuţii la cunoaşterea Miocenului din regiunea Ticău-Iadăra (Baz. Baia Mare)*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", 1957, *15*.
38. SCHRÉTER Z., *A debreceni kincstári I. és II számú fúrások földtani eredményei*, Budapesta, 1933, **35**.
39. — *A Kárpátok által körülvett medencék származiai képződményei és azok állatvilága*, Matematikai és természettudományi értesitö, 1941, **LX**.
40. SENEŠ J., *Stratigraficky a biofacilny výskum niekotorých néogennych sedimentov vy východného Slovenska na zaklade makrofaunu*, Bratislava SAV, 1955 (Ref. jurn., 1957, *10*, 13585).
41. СЕРОВА М. И., *Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатия, Материалы по биостратиграфии западной области украины*, Госгеолиздат, Москва, 1955,
42. SIMIONESCU I. et BARBU Z. I., *La faune Sarmatienne de Roumanie*, Mem. Inst. geol., 1940, **III**.
43. STAUB M., *Harmadkori növények Felek vidékéröl*, M. K. Földt. Int. Évkönyve, Budapesta, 1883, **IV**.
44. СУХОВ З. В., *К изучению тортона Бессарабии*, Уч. зап. Тираспольск. Гос. пед. инст., 1956, *2* (Реф. журн., 1957, *6*).
45. SZÁDECZKY J., *Kolozsvár környéki elpusztult hegyrészek*, Erdélyi Muzeum, Cluj, 1934, 7—14.
46. TOLLMANN A., *Die Foraminiferenentwicklung im Torton und Untersarmat in der Randfazies der Eisenstädter Bucht*, Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., 1955, *1* (Ref. jurn., 1957, *3*, 2677).
47. TUDOR M., *Stratigrafia şi fauna depozitelor tortoniene şi sarmaţiene, dintre Jiu şi Olteţ*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1955.
48. VANCEA A., *Résultats obtenus dans l'étude géologique de la formation à gaz de la Cuvette Transylvanie*, An. Inst. geol. Rom., 1938, **XIX**.
49. ВЕНГЛИНСКИЙ И. В., *Фораминиферы миоцена Закарпатия и их стратиграфическое значение*, Автореферат, Львовский Гос. Унив. Львов, 1954.

OBSERVAȚII ASUPRA LIASICULUI DE LA BAIA-DE-ARAMĂ

DE

C. DRĂGHICI și A. SEMAKA

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 10 noiembrie 1961

STUDIUL LITOLOGIC ȘI PETROGRAFIC AL LIASICULUI

Formațiunile liasice de la Baia-de-Aramă se situează la limita nord-estică a Platoului Mehedinți. Ele au fost menționate numai în cadrul lucrărilor de ansamblu privind geologia Carpaților Meridionali de către G. Murgoci (6), (7), A. Streckeisen (9), (10), Ionescu-Bujor (2), Al. Codarcea (1), G. Manolescu (3), (4). Studii de detaliu nu s-au făcut încă asupra lor.

În anii 1956 și 1957 am urmărit și noi în cadrul lucrărilor de cartare formațiunile liasice dintre Călugăreni — Baia-de-Aramă — Ponoare. Deși deschiderile sînt rare am reușit să culegem suficiente date pentru a reda caracterele acestor sedimente.

Liasicul de la Baia-de-Aramă este constituit din formațiuni în facies de Gresten care se situează transgresiv, peste granitul autohton de tip Tismana. Din punct de vedere geostructural, acest liasic ține de două unități diferite ale Carpaților Meridionali, și anume :

Liasicul de la V de Motru, ce apare la zi ca două benzi continue pe flancurile anticlinalului Padeș — Baia-de-Aramă — Ponoare, aparține Platoului Mehedinți.

Liasicul de la E de Motru apare în schimb la zi pe flancurile unui mic sinclinal și sub forma cîtorva mici petice de eroziune ; el aparține de unitatea Munților Vulcani (fig. 1).

RĂSPÎNDIRE

În cele ce urmează vom da o succintă descriere litologică a acestor formaţiuni, insistînd şi asupra conţinutului paleontologic al zonei vestice.

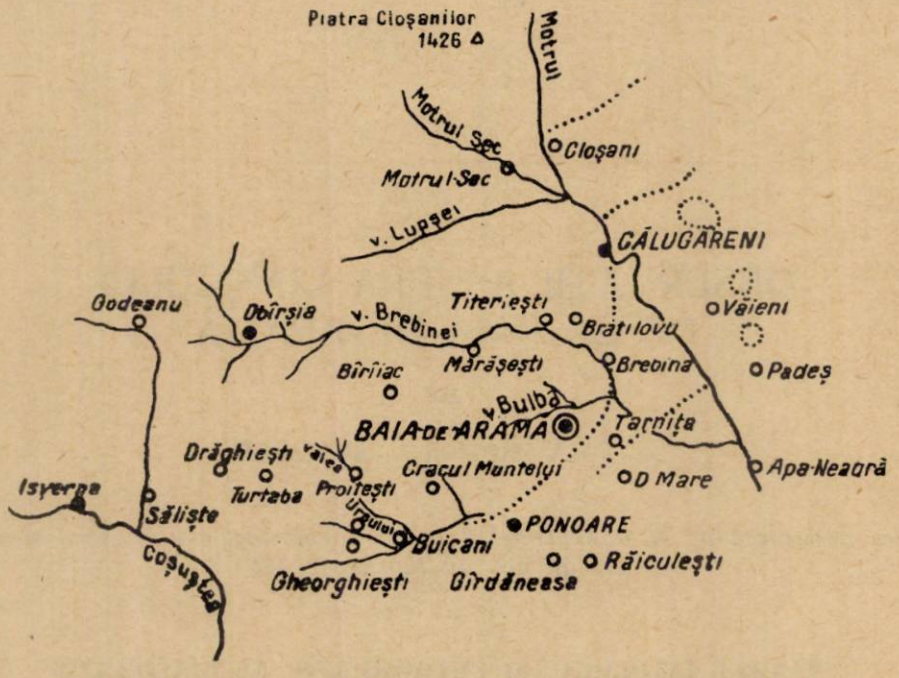


Fig. 1. — Schiţa perimetrului cercetat (C. Drăghici), scara 1 : 300 000.

A) Liasicul de pe flancul sudic al anticlinalului Padeş — Baia-de-Aramă — Ponoare aflorează în valea Motrului şi se continuă pînă la S de Baia-de-Aramă.

1. În valea Motrului el are o grosime de 30 m şi este format din următoarea succesiune (fig. 2) :

— Gresii conglomeratice predominant cuarţoase, stratificate în bancuri pe o grosime de 2,50 m.

— Şisturi marnoase-cărbunoase cu intercalaţii gresoase conglomeratice pe o grosime de 5 m.

— Gresii cuarţoase pe 15 m grosime.

— Gresii arkoziene pe o grosime de 7 m.

— Gresii calcaroase friabile pe 1 m grosime.

— Gresii calcaroase compacte.

2. În valea Brebinei, la V de Dealul Spineni, apare următoarea succesiune (fig. 3) :

— Conglomerate cuarţoase de circa 1,5 m grosime.

— Gresie fină marnoasă cu caracter lenticular de 10—20 cm.

— Brecie conglomeratică de 2,50 m grosime.

— Gresie marnoasă fină pînă la grosieră de 30 cm grosime.

— Şisturi negre cărbunoase în alternanţă cu marne negre şi gresii marnoase cu plante fosile pe 4,5 m grosime.

— Brecie conglomeratică neagră de 1,5 m grosime.

— Gresie conglomeratică pe 4 m grosime.

— Șisturi negre cărbunoase, gresoase, groase de 1,5 m.

— Gresii arkoziene și arkoze, stratificate, cu intercalații subțiri de șisturi negre cărbunoase la diferite nivele pe o grosime de 35 m.

— Gresie calcaroasă friabilă de circa 2 m grosime.

3. La V de satul Tarnița în marginea drumului s-a putut stabili, în linii mari, următoarea succesiune:

— Conglomerate grosiere pe circa 100 m.

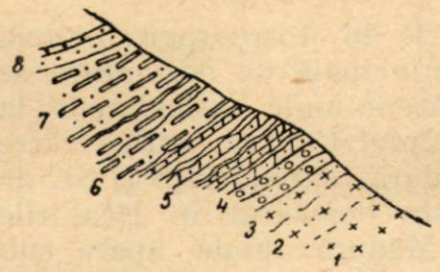


Fig. 2. — Profil geologic în formațiunile liasice din valea Motrului (C. Drăghici).

1, Granit; *2*, granit roșiatic (alterație fosilă); *3*, granit albăstrui (alterație fosilă); *4*, gresii conglomeratice; *5*, șisturi marnoase-cărbunoase cu intercalații gresoase și conglomeratice; *6*, gresii; *7*, arkoze gresoase; *8*, gresii friabile.

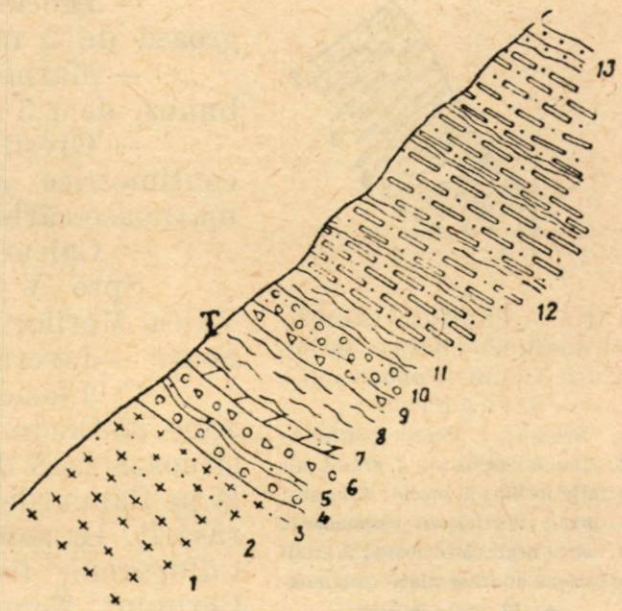


Fig. 3. — Profil geologic prin formațiunile liasice de la Dealul Spineni (C. Drăghici).

1, Granit; *2*, granit roșiatic (alterație fosilă); *3*, granit albăstrui (alterație fosilă); *4*, conglomerate; *5*, gresii; *6*, brecie conglomeratică; *7*, marne gresoase; *8*, șisturi negre cărbunoase; *9*, brecie; *10*, gresie conglomeratică; *11*, șisturi cărbunoase; *12*, gresii arkoziene cu intercalații de șisturi negre cărbunoase; *13*, gresii friabile; *T*, punct fosilifer.

— Gresii grosiere cuarțoase și gresii arkoziene cu intercalații de șisturi marnoase-cărbunoase pe circa 20 m.

— Gresii arkoziene pe circa 30 m.

— Calcare gresoase.

Spre V liasicul de pe acest flanc se mai continuă pînă la S de spitalul din Baia-de-Aramă unde se întrerupe tectonic.

B) Liasicul de pe flancul nordic al anticlinalului Padeș — Baia-de-Aramă se dezvoltă începînd din valea Motrului (la S de Călugăreni) și se continuă spre V pînă la Ponoare.

1. În valea Motrului el are o grosime de circa 12 m și este format dintr-o gresie arkoziană conglomeratică, cenușie pînă la negricioasă.

2. La SE de spitalul Baia-de-Aramă fîșia de liasic apare sub forma unei brecii groase de circa 10 m formată din material negricios în amestec cu fragmente de granit. În spre V formațiunile liasice au putut fi urmărite prin deschideri izolate pînă în valea Găinii.

3. La izvoarele văii Găinii, sub vîrful Cornetului, se găseşte o deschidere în care poate fi urmărită succesiunea (fig. 4) :

— Brecie provenită din grus granitic de 40 cm grosime.

— Gresie cuarţoasă, slab arkoziană, de culoare cenuşie, de 50 cm grosime.

— Brecie cărbunoasă cu elemente cuarţoase groasă de 2 m.

— Marne negre stratificate, cu aspect cărbunos, de 1,5 m grosime.

— Gresii arkoziene stratificate în bancuri centimetrice şi cu intercalaţii subţiri de şisturi marnoase-cărbunoase, groase de 40 m.

— Calcare gresoase cenuşii.

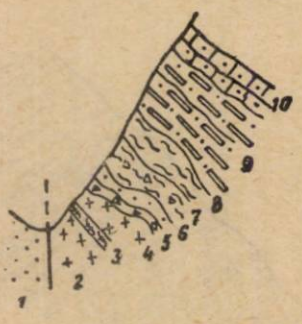


Fig. 4. — Profil geologic prin formaţiunile liasice de pe valea Găinii (Ponoare) (C. Drăghici).

1, Neogen; *2*, granit porfiroid; *3*, filon lamprofiric; *4*, granit (alteraţie fosilă); *5*, brecie; *6*, gresie; *7*, brecie negricioasă cărbunoasă; *8*, marne negre cărbunoase; *9*, gresii arkoziene cu intercalaţii cărbunoase; *10*, gresii oolitice.

Spre V liasicul se mai continuă pînă în Valea Morilor unde este întrerupt de falia Ponoare — Isverna.

C) Liasicul de la E de Motru apare în două zone distincte. Zona principală de dezvoltare se situează la N de Călugăreni, unde liasicul apare la zi pe flancurile sinclinalului Cloşani, extins către răsărit. În zona secundară, situată la S şi SE de Călugăreni, liasicul este dezvoltat în Dealurile Cerbului, Tehomir şi Măgura, unde apare sub formă de petice de eroziune, rămase din cuvertura de sedimente ce a acoperit relieful preliasic al masivului granitic.

La E de Motru, formaţiunile liasice sînt constituite predominant din gresii cuarţitice, gresii arkoziene, arkoze şi brecii. Dezvoltarea lor este extrem de neuniformă; mai ales variaţiile direcţionale de facies constituie un caracter deosebit.

CONSIDERAŢII PETROGRAFICE

Rocile întîlnite în formaţiunile liasice oglindesc condiţiile care au existat în timpul sedimentării. Ele sînt constituite din conglomerate, gresii, arkoze, brecii şi şisturi marnoase-cărbunoase cu plante fosile. Tipurile cele mai frecvente sînt gresiile şi arkozele. Dăm mai jos o scurtă analiză a lor.

1. Conglomeratele apar sporadic în baza formaţiunilor şi au o extindere restrînsă. Ele au fost întîlnite la vest de Tarniţa unde au fost descrise şi de A. Streckeisen (10) [1]) şi la Dealul Spineni.

Masa acestor conglomerate are mai mult un aspect brecios, ea fiind formată din grus granitic, în care au fost prinse blocuri rulate de roci rezultate din faciesurile mai compacte ale granitului de Tismana (granodiorite, diorite şi roci filoniene melanocrate), cuarţuri şi şisturi cristaline de epizonă.

[1]) p. 105.

Structura psefitică — conglomeratică a acestora este imprimată de dimensiunile blocurilor, care variază de la maximum 30 cm diametru pînă la granule cu dimensiuni milimetrice ce se confundă cu materialul care intră în constituția cimentului.

2. Microconglomeratele au o structură mai fină și apar în legătură cu conglomerate grosiere, gresii și arkoze sau izolate.

În Dealul Spineni și podul de la Călugăreni se dezvoltă un microconglomerat brecios — arkozian format dintr-o îngrămădire de granule de cuarț și feldspați cu forme rotunjite pînă la colțuroase, inechigranulare (dimensiunile variază de la 2—3 cm pînă la cîțiva milimetri). Granulele au muchii angulare și subangulare pînă la șlefuite. Proporția dintre cuarț și feldspați este foarte variabilă. Feldspații sînt reprezentați prin circa 80% ortoză complet alterată și circa 20% microclin mai puțin alterat. Cimentul este de tip pelicular, fiind format din minerale argiloase ce au luat naștere prin alterarea granulelor fine de feldspați. Prin micșorarea dimensiunii granulelor componente ale microconglomeratelor arkoziene sau brecioase se trece la gresii arkoziene sau cuarțoase, arkoze și brecii.

3. Gresiile arkoziene și arkozele sînt intim legate între ele atît prin procesul de sedimentare, apărînd întotdeauna sub formă de alternanțe și repetări pe verticală, cît și prin variația cantitativă a granulelor de cuarț și feldspați. Ele formează circa 80% din rocile constituente ale liasicului din regiune.

Au o structură psamitică inechigranulară, uneori cu treceri spre psefitică. Granulele componente variază de la 2 mm (gresii arkoziene grosiere) pînă la 0,10 mm (gresii normale cu bobul fin). Feldspații cei mai frecvenți sînt reprezentați prin ortoză, puțin microclin și sporadic plagioclaz.

Cimentul este de obicei pelicular, format dintr-un material argilos-feruginos. Gresiile arkoziene și arkozele constituie elementul litologic cel mai însemnat din partea superioară a liasicului.

4. Prin predominarea materialului fin și foarte fin se trece de la gresiile cu bobul fin la gresiile foarte fine pînă la marne gresoase cu structura aleuritică. Acestea se dezvoltă local și apar ca intercalații centimetrice (pînă la 20 cm grosime în partea inferioară a liasicului de la Dealul Spineni).

5. Breciile apar ca intercalații cu grosimi de la zeci de centimetri pînă la 2 m și sînt mai frecvente în pachetul din baza formațiunilor. Ele sînt formate dintr-un material negricios grosier în care sînt prinse granulele colțuroase de cuarț cu dimensiuni mai mici de 5 mm. Au fost întîlnite în valea Motrului, la S de spitalul din Baia-de-Aramă, la E de vîrful Dochiciului și la izvoarele văii Găinii.

6. Atît de la marne cît și de la breciile cărbunoase se observă treceri la marnele argiloase negre, șistoase — cărbunoase. Acestea variază ca grosimi de la 4,50 cm pînă la zeci de centimetri putînd apare uneori ca intercalații chiar și mai subțiri. Pachetele cele mai groase apar la baza formațiunilor, iar cele mai subțiri apar ca intercalații în masa gresiilor și arkozelor din partea superioară. La V de Dealul Spineni am recoltat din aceste marne cărbunoase cu intercalații de gresii o bogată floră fosilă.

Răspîndirea şi relaţiile dintre faciesurile litologice oglindesc condiţiile geologice de sedimentare care au existat în timpul liasicului.

După faza de exondare din permianul superior-triasic, a urmat un nou ciclu de sedimentare începînd cu transgresiunea liasicului în facies de Gresten (6) [1]).

Ciclul de sedimentare a început cu un facies de litoral — reprezentat prin conglomerate şi brecii — şi s-a continuat cu un facies lagunar şi apoi un facies marin neritic.

Faciesul conglomeratic — brecios are o răspîndire locală. Rocile respective s-au format prin îngămădirea şi cimentarea materialului rezultat din dezagregarea granitului. Răspîndirea neregulată a acestora, precum şi grosimile variabile probabil că au fost condiţionate de relieful preliasic (conglomeratele cu grosimi mai mari au umplut formele negative ale acestui relief).

Faciesul lagunar s-a instalat după cel de litoral şi a avut o răspîndire locală. În afara şisturilor marnoase-cărbunoase cu plante fosile s-au mai format şi brecii cărbunoase, prin aportul apelor continentale.

După faza lagunară a urmat o fază cu caracter marin neritic (de mică adîncime) în timpul căreia s-au format gresiile şi arkozele de la partea superioară a liasicului. Aceasta a fost întreruptă temporar de faze scurte lagunare oglindite de intercalaţiile subţiri de marne cărbunoase-brecioase, datorită unor oscilaţii ale fundamentului.

CONSIDERAŢII ASUPRA VÎRSTEI

Vîrsta formaţiunilor de acelaşi tip din Carpaţii Meridionali a fost considerată liasică de către G. Murgoci (6) [2]).

A. Streckeisen a considerat conglomeratele, gresiile şi arkozele de la Baia-de-Aramă de vîrstă liasică pentru că stau la baza calcarelor tithonice şi prin analogie cu cele de la Mehadia (10) [3]). Mai tîrziu revine asupra vîrstei acestor formaţiuni şi le consideră ca aparţinînd doggerului inferior prin comparaţie cu cele stabilite de Jekelius în Bucegi (9) [4]). Al. Codarcea a considerat liasice conglomeratele şi gresiile cuarţoase cu limonit şi cu intercalaţii de şisturi negre cărbunoase de la Cerna Vîrf şi Balta (1) [5]).

G. Manolescu a apreciat la E de Tismana, în localităţile Gureni şi Boroşteni, formaţiuni similare situate în continuitatea celor de la Cloşani ca fiind de vîrstă liasică pe considerentul că stau concordant sub placa de calcare cu pachiodonte şi nerineide (4) [6]).

---

[1]) p. 51.
[2]) p. 5.
[3]) p. 105.
[4]) p. 345.
[5]) p. 19.
[6]) p. 56.

Mai către E, în formațiunea de Schela, același autor a găsit două forme de plante liasice (5) pe baza cărora s-a precizat vîrsta formațiunii respective.

Formele determinate din materialul recoltat de la Dealul Spineni (în partea a II-a a lucrării) sînt caracteristice pentru jurasic și precizează chiar trecerea de la rethic la liasic.

Pe baza acestor considerații vom încerca să repartizăm în timp formațiunile liasice din această regiune.

Pachetele din bază formate din conglomerate, microconglomerate, brecii revin rethicului pentru că stau sub pachetul de marne cărbunoase cu plante fosile. Pachetul de marne cărbunoase din valea Motrului, Dealul Spineni și valea Găinii revin liasicului inferior pe baza formelor citate în continuare. Liasicului mediu și superior îi revin breciile, gresiile arkoziene și arkozele cu dezvoltare suficient de uniformă.

Limita liasic-dogger rămîne discutabilă, deoarece nu avem date de natură paleontologică pe baza cărora să o fixăm.

FLORA FOSILĂ

Materialul în care se găsesc resturile fosile este o argilă șistoasă, uneori cu aspecte de șist argilos-cărbunos, ce prezintă numeroase treceri spre un șist marnos. Structura microgranulară foarte fin pelitică, cu rare granule de siliciu, fluturași de mică sau pelicule cu aspect filitos, reprezintă o rocă ideală pentru conservarea resturilor fosile. Din această cauză de altfel, materialul colectat a putut fi aproape în întregime determinat.

Este interesant de remarcat că procesul de fosilizare a dat aspecte asemănătoare pînă la identitate cu acelea care ne erau cunoscute încă de la Schela-Gorj; în afară de impresiunile (mulajele) frumoase ale resturilor vegetale, am putut conserva în mai multe cazuri și vestigiile substanței vegetale sub forma unor pelicule carbonificate (incarbonizate), care, într-o destul de mare măsură, mai păstrează și unele amănunte anatomice.

În urma cercetării atente a acestui material, am putut determina următoarele forme:

FILICALES

Ord. LEPTOSPORANGIATAE

Fam. CYATHEACEAE

Coniopteris hymenophylloides Brongniart (1008, 1014, 1019) [1]. Specie aproape universal răspîndită în jurasicul inferior și mediu.

Coniopteris sp. (971).

[1] Numărul de înregistrare al eșantionului, Colecția paleobotanică (A.S.), la Comitetul geologic, București.

Fam. **DIPTERIDACEAE**

Clathropteris meniscoides Brongniart (1001). Fragment apical de frunză. Specie aproape universal răspîndită în rheto-liasic.

Fam. **OSMUNDACEAE**

Todites recurvata Harris (977, 981). Specie rheto-liasică răspîndită în arealul eurarctic (Europa, Groenlanda).

Todites sp. (typus) (1005). Gen cu mare răspîndire mai ales în emisfera boreală, specific jurasicului.

Todites? (typus, nec. **Cladophleboid!**) (1003).

Cladophlebis haiburnensis Lindley & Hutton (973, 974, 983). Specie jurasică, răspîndită în arealul eurasiatic.

Cladophlebis sp. (aff. **haiburnensis**) Lindley & Hutton (978) exemplar prost conservat.

Cladophlebis denticulata Brongniart (986). Specie jurasică cu răspîndire aproape universală. După unii autori forma *denticulata* trece la genul *Cladotheca* Halle.

Cladophlebis sp. (994, 1003). Gen cu mare răspîndire în jurasic.

Cladophlebis (typus) (984).

ARTICULATALES

Ord. EQUISETALES

Fam. **EQUISETACEAE**

Equisetites lateralis Phillips (971, 972, 979, 980, 982, 984, 995, 1005). Specie deosebit de caracteristică pentru liasicul inferior, cunoscută în aproape toate zăcămintele de această vîrstă din R. P. Romînă (mai ales „domeniul Danubian"). Larg răspîndită în arealul eurasiatic.

Equisetites muensteri Sternberg (1003, 1277, 1278, 1279, 1280).

Equisetites cf. **muensteri** Sternberg (972, 1002). Forme larg răspîndite în rheto-liasic.

Equisetites sp. (985). Gen universal răspîndit în toate depozitele, începînd din westfalian.

PTERIDOPHYLLA

Gr. SPHENOPTERIDES

Sphenopteris obtusifolia Andrae (969, 975, 998, 1273, 1275) și **Sphenopteris** cf. **obtusifolia** Andrae (1268). Specie răspîndită în liasicul inferior. Descrisă pentru prima oară de Andrae (1855) din productivul de la Anina.

SPERMATOPHYTA

Ord. CYCADOPHYTA

Fam. CYCADACEAE

Zamites sp. (1000). Tip cu frunza mare. Gen cunoscut mai ales din depozite jurasice.

Ord. GYNKGOPHYTA

Incertae sedis

Czekanowskia rigida Heer (1006). Specie cu răspîndirea aproape universală în jurasic. Asupra poziției sistematice sînt numeroase dubii (Harris).

Czekanowskia sp. (1010). Fragmente foarte prost conservate. Avem dubii asupra apartenenței la acest gen (*Pinites*).

Ord. CONIFERALES

Incertae sedis

Pagiophyllum sp. (typus), (988, 991, 1251, 1253, 1254, 1255, 1256, 1259, 1265, 1272, 1274). Forme cu largă răspîndire în jurasic și cretacic.

Prezenta floră aduce pentru prima oară în regiunea Baia-de-Aramă o argumentare paleontologică închegată a vîrstei depozitelor. Prezența numeroaselor forme jurasice în asociație cu specii caracteristice pentru limita dintre rhetic și liasicul inferior, ne indică cu precizie partea cea mai inferioară a liasicului inferior. Această constatare este perfect concordantă cu informațiile ce le deținem încă de la G. Manolescu (5) asupra „seriei de Schela", situată în continuarea estică a sedimentarului

studiat în prezenta notă (depozite litofaciale foarte asemănătoare, cu *Dictiozamites — Otozamites-bechei* Brongniart; leg. K r ä u s e l).

La fel de interesante sînt şi afinităţile acestei flore cu arealele eurarctic şi eurasiatic, afinităţi pe care le-a sesizat unul dintre autori pentru prima oară încă în regiunea oraşului Braşov, la Vulcan — Codlea.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ЛЕЙАСЕ РАЙОНА БАЯ-ДЕ-АРАМЭ

РЕЗЮМЕ

Автор описывает лейасовые отложения бассейна р. Мотру в районе Бая-де-Арамэ.

В первой части работы рассматриваются распространение и стратиграфическая позиция указанных отложений к западу и к северу от р. Мотру и дается детальное литологическое описание наиболее характерных разрезов (по долине р. Мотру, Бребин, Гэина).

Далее описываются различные типы пород, слагающих эти отложения (конгломераты, брекчии, песчаники, аркозовые песчаники, аркозы и мергелисто-углистые сланцы). Кроме этого, описываются условия отложения этих пород и уточняется их возраст на основании богатого ископаемого материала.

Во второй части работы дается определение и классификация ископаемого материала, представленного характерными формами нижнего лейаса.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта исследованного участка (К. Дрэгич) м-ба 1 : 300 000.

Рис. 2. — Геологический разрез лейасовых отложений по долине р. Мотру (К. Дрэгич).
1 — гранит; *2* — красноватый гранит (погребенные разрушенные породы); *3* — — синеватый гранит (погребенные разрушенные породы); *4* — конгломератовые песчаники; *5* — мергелисто-углистые сланцы с песчаными и конгломератовыми прослоями; *6* — песчаники; *7* — аркозовые песчаники; *8* — рыхлые песчаники.

Рис. 3. — Геологический разрез лейасовых отложений на горе Дялул Спиней (К. Дрэгич).
1 — гранит; *2* — красноватый гранит (погребенные разрушенные породы); *3* — голубоватый гранит (погребенные разрушенные породы); *4* — конгломераты; *5* — песчаники; *6* — конгломератовая брекчия; *7* — песчанистые мергели; *8* — черные углистые сланцы; *9* — брекчия; *10* — конгломератовые песчаники; *11* — углистые сланцы; *12* — аркозовые песчаники с прослойками черных углистых сланцев; *13* — рыхлые песчаники; *T* — ископаемые окаменелости.

Рис. 4. — Геологический разрез лейасовых отложений по долине Валя Гэиний (Поноаре) (К. Дрэгич).
1 — неоген; *2* — порфировидный гранит; *3* — лампрофировая жила; *4* — гранит (погребенные разрушенные породы); *5* — брекчия; *6* — песчаники; *7* — черные углистые брекчии; *8* — черные углистые мергели; *9* — аркозовые песчаники с углистыми прослойками; *10* — оолитовые песчаники.

OBSERVATIONS SUR LE LIASIQUE DE BAIA-DE-ARAMĂ

RÉSUMÉ

Dans ce travail, les auteurs s'occupent des formations liasiques du bassin du Motru, dans la région de Baia-de-Aramă.

Dans la première partie, ils en indiquent la répartition et la localisation à l'ouest et à l'est du Motru et font la description lithologique détaillée des profils plus caractéristiques (les vallées de Motrul, de Brabina et de Găina).

En outre, ils donnent une description des types de roches participant à la constitution des formations respectives (conglomérats, breccias, grès, grès arosiens, arkoses et schistes marno-charbonneux), tout en indiquant les conditions de la sédimentation de ces types de roches et en discutant leur âge, en vertu d'un vaste matériel fossilifère.

Dans la seconde partie, les auteurs déterminent et classifient le matériel fossilifère représenté par des formes caractéristiques en liasique inférieur.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma du périmètre étudié (C. Drăghici), ech. 1/300 000.

Fig. 2. — Profil géologique dans les formations liasiques de valea Motrului (C. Drăghici). *1*, Granit; *2*, granit rougeâtre (altération fossile); *3*, granit bleuâtre (altération fossile); *4*, grès conglomératiques; *5*, schistes marno-charbonneux à intercalations gréseuses et conglomératiques; *6*, grès; *7*, arkoses gréseuses; *8*, grès friables.

Fig. 3. — Profil géologique par les formations liasiques de Dealul Spineni (C. Drăghici). *1*, Granit; *2*, granit rougeâtre (altération fossile); *3*, granit bleuâtre (altération fossile); *4*, conglomérats; *5*, grès; *6*, breccia conglomeratique; *7*, marnes gréseuses; *8*, schistes noirs charbonneux; *9*, breccia; *10*, grès conglomératique; *11*, schistes charbonneux; *12*, grès arkosiens à intercalations de schistes noirs charbonneux; *13*, grès friables; *T*, fossiles.

Fig. 4. — Profil géologique par les formations liasiques dans Valea Găinii (Ponoare) (C. Drăghici).
1, Néogène; *2*, granit porphyroïde; *3*, filon lamprophysique; *4*, granit (altération fossile); *5*, breccia; *6*, breccia; *7*, breccia noirâtre charbonneuse; *8*, marnes noires charbonneuses; *9*, grès arkosiens à intercalations charbonneuses; *10*, grès oolithiques.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridionale et du Plateau du Mehedinți*, An. Inst. geol., 1940, **XX**, 1—74.
2. IONESCU-BUJOR D., *Contribuțiuni la studiul petrografic și geologic al Carpaților meridionali. I. Incluziuni de corneeană cordieritică, cu andaluzită din granitul de Sușița*, An. Acad. Rom., Mem. Secț. științ., seria a 2-a, 1912, **XXXIV**, 1—7.

3. MANOLESCU G., *Studiul geologic şi petrografic al regiunii văii Jiului*, Acad. Rom., Mem. Sect. ştiinţ., seria a 3-a, 1937, **XII**, *6*.
4. — *L'âge des calcaires du versant méridionale des Munţii Vulcan*, Bull. Soc. Roum. Géol., 1939, **IV**, 53—56.
5. — *Das Alter der Schela-Formation*, Bul. Soc. Rom. geol., 1942, **I**.
6. MURGOCI G., *Sinteza geologică a Carpaţilor de sud*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1923, **I**, 48—58.
7. — *Contribution à la tectonique des Carpates méridionales*, C. R. Acad. Sci. Franc. Paris, 1905 ; Bul. Soc. ştiinţ., 1907, **XVI**, 47—49.
8. ПОЛОВИНКИНА Ю. И. и СОТРУДНИКИ, *Структуры горных пород, Осадочные породы*, Госгеологиздат, Москва, 1948, **II**.
9. STRECKEISEN A., *Sur la tectonique des Carpates méridionales*, An. Inst. geol., 1933, **XVI**, 345.
10. — *Cercetări geologice în Podişul Mehedinţi*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1931, **XVIII**, 103—116.

STUDIUL FORAMINIFERELOR AGLUTINANTE DIN ARGILELE CRETACIC SUPERIOARE DE PE VALEA SADOVEI (CÎMPULUNG-MOLDOVENESC) ŞI BAZINUL SUPERIOR AL VĂII BUZĂULUI

DE

THEODOR NEAGU

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 10 noiembrie 1961

INTRODUCERE

Datorită caracterului cu totul particular pe care-l prezintă conţinutul micropaleontologic al acestor argile, precum şi datorită importanţei sale paleontologice şi stratigrafice, am considerat necesar un studiu mai aprofundat.

Litologic, aceste depozite au un caracter accentuat argilos sau argilos-marnos, foarte bogate în paiete de mică. Culoarea variază de la un roşu-cărămiziu aprins pînă la un roşu-vişiniu închis. Adesea aceste depozite au un aspect rubanat datorită intercalaţiilor verzui-albicioase. Frecvent, în regiunea văii superioare a Buzăului, în aceste depozite se întîlnesc intercalate în bancuri subţiri tufuri vulcanice bentonitizate.

Micropaleontologic, aceste argile conţin un număr destul de mare de specii care se raportează însă absolut numai grupului de foraminifere aglutinante.

Repartiţia conţinutului micropaleontologic al diferitelor apariţii de argile roşii în intervalul citat este următoarea :

a) Apariţia de argile roşii din valea Sadovei :

Rhabdammina robusta (Grzyb.)
„Rh". annulata Grzyb. non Rzhk.
Hyperammina elongata Brady
Ammodiscus incertus (d'Orb.)

A. involens (Rss)
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Gl. gordialis (Jones et Parker)
Gl. irregularis (Grzyb.)
Gl. serpens (Grzyb.)
Hormosina ovulum (Grzyb.)
Trochamminoides irregularis White
Tr. olesewaki (Grzyb.)
Plectorecurvoides alternans Noth
Trochammina altiformis Cush. et Rentz
Tr. globigeriniformis Jones et Parker
Tr. quinqueloba Geroch
Tr. carpenteri Grzyb.
Plectina grzybowskii nomen novum
Pl. tenuis (Grzyb.)
„*Gaudryina*" *coniformis* Grzyb.
Uvigerinammina jankoi Majzon
Siphotextularia minima n. sp.

b) Apariția de marne argiloase roșii de la Runcul Prisăcii (Cîmpulung-Moldovenesc) :

Rhabdammina sp.
Hormosina ovulum (Grzyb.)
Plectorecurvoides sp. cf. *Pl. alternans* Noth
Trochammina globigeriniformis Jones et Parker
Plectina grzybowskii nomen novum
Uvigerinammina jankoi Majzon

c) Apariția de argile roșii din Dealul Girilău (Stulpicani) :

Rhabdammina robusta (Grzyb.)
Hyperammina sp. cf. *H. grzybowskii* Dal.
Ammodiscus ex gr. *A. incertus* (d'Orb.)
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Gl. irregularis (Grzyb.)
Hormosina ovulum (Grzyb.)
Trochamminoides irregularis White
Plectorecurvoides alternans Noth
Recurvoides deflexiformis (Noth)
Plectina grzybowskii nomen novum
Uvigerinammina jankoi Majzon

d) Apariția de argile roșii micacee din valea Scrădoasa (Buzău) :

Ammodiscus ex gr. *A. incertus* (d'Orb.)
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Gl. irregularis (Grzyb.)
Hormosina ovulum (Grzyb.)
Lituotuba incerta Franke
Trochamminoides irregularis White
Plectorecurvoides alternans Noth
Trochammina globigeriniformis Jones et Parker

Plectina grzybowskii nomen novum
Uvigerinammina jankoi Majzon

e) Apariția de argile roșii din satul Brădet (Întorsura Buzăului) :

Ammodiscus incertus (d'Orb.)
A. involens (Rss)
Glomospira irregularis (Grzyb.)
Hormosina ovulum (Grzyb.)
Trochamminoides irregularis White
Plectorecurvoides alternans Noth
Haplophragmoides subturbinatum (Grzyb.)
Trochammina globigeriniformis Jones et Parker
Recurvoides deflexiformis (Noth)
Plectina grzybowskii nomen novum
Uvigerinammina jankoi Majzon
„*Cyclammina*" ? *retrosepta* (Grzyb.)

f) Apariția de argile roșii din Dealul Hărcăoaia (Întorsura Buzăului) :

Rhabdammina robusta (Grzyb.)
Hyperammina sp.
Ammodiscus ex gr. *A. incertus* (d'Orb.)
Glomospira irregularis (Grzyb.)
Plectorecurvoides alternans Noth
Recurvoides deflexiformis (Noth)
Haplophragmoides sp.
Trochammina globigeriniformis Jones et Parker
Plectina grzybowskii nomen novum
Uvigerinammina jankoi Majzon

g) Apariția de argile roșii și verzi de pe Pîrîul Fetii (valea superioară a Buzăului), pe lîngă întreaga asociație de foraminifere aglutinante citată pînă acum conține în plus :

Psamosphaera fusca Schultze
Saccammina sphaerica Sars
Proteonia complatana (Franke)
Dendrophria excelsa Grzyb.
Reophax splendidus Grzyb.
Ammobaculites agglutinans (d'Orb.) ssp. *problematicus* n. ssp.
Ammobaculites sp. cf. *A. pseudospirale* (William.)
„*Cyclammina*" ? *globosa* Grzyb.
Verneuilina polystropha (Rss)
Pseudogaudryinella capitosa serrulata (Cush.)
Marssonella oxycona (Rss)

Listele acestea arată clar marea asemănare ce există din punctul de vedere al conținutului lor micropaleontologic. Nu este exclus deci ca și din punct de vedere stratigrafic să aibă aceeași vîrstă, deși geografic aceste puncte sînt destul de depărtate între ele.

★

Conținutul micropaleontologic format numai din foraminifere aglutinante arată net caracterul bentonic al acestor asociații. Lipsa foraminiferelor cu un test calcaros permite a se trage concluzia că în timpul depunerii acestor depozite nu erau condiții favorabile pentru asimilarea CO_3Ca și nici condiții de dezvoltare a unor specii pelagice. Această părere se pare a fi confirmată și prin aceea că în depozitele acestea cu argile roșii adesea apar intercalații de tufuri vulcanice bentonitizate, ce arată existența unui vulcanism și care probabil crea condiții improprii dezvoltării foraminiferelor calcaroase.

Din întreg ansamblul de microfaună, citat din punct de vedere stratigrafic, par a fi importante numai cîteva specii, și anume:

Uvigerinammina jankoi Majzon, *Ammobaculites agglutinans* (d'Orb.) ssp. *problematicus* n. ssp., *Trochammina quinqueloba* Geroch, *Siphotextularia minima* n. sp., numeroase exemplare și specii de *Recurvoides*.

Din tabelul nr. 1, privind repartiția pe bazine a acestei asociații, se poate constata marea asemănare ce există între cea întîlnită în Carpații Orientali cu cea din Carpații nordici polonezi (21), (22), (23), (24), (25), (26), (27), (30), (31), (32), (41) și R.S.S. Ucraineană (28), (34), (35), (40).

Tabelul nr. 1

Repartiția pe bazine a microfaunei din argilele roșii de pe valea Sadovei și valea superioară a Buzăului

Nr. crt.	Genul și specia	Cretacic superior cenomanian-senonian					Terțiar		Frecvența	
		Ucraina Subcarpatică	R.P. Polonă (fliș)	R.P. Română (fliș)	S.U.A.	paleogen	neogen	actual	valea Sadovei	valea superioară a Buzăului
1	*Psammosphaera fusca* Schultze		×			×	×	×		○
2	*Saccammina sphaerica* Sars		×				×	×		◑
3	*Proteonia complanata* (Franke)	×	×	×	×	×				◑
4	*Rhizammina indivisa* Brady		×					×		◐
5	*Rhabdammina robusta* (Grzybowski)	×	×							⊕
6	*Rh. abyssorum* Sars		×					×		◑
7	*„Rh." annulata* Grzyb.		×						○	○
8	*Hyperammina elongata* Brady		×		×			×	○	○
9	*H. grzybowskii* Dylaz.		×						○	○
10	*Dendrophria excelsa* Grzyb.		×							⊕
11	*Ammodiscus involens* (Reuss)		×			×			◑	○
12	*A. incertus* (d'Orb.)	×	×	×	×	×	×	×	⊕	⊕
13	*Glomospira charoides* (Jon. et Park.)	×	×	×	×	×	×	×	⊕	◑

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. crt.	Genul și specia	Cretacic superior cenomanian-senonian					Terțiar		Frecvența	
		Ucraina Subcarpatică	R. P. Polonă (fliș)	R. P. Română (fliș)	S.U.A.	paleogen	neogen	actual	valea Sadovei	valea superioară a Buzăului
14	*Gl. gordialis* (Jon. et Park.)		×		×	×	×	×	◐	◐
15	*Gl. irregularis* (Grzyb.)	×	×			×			⊕	⊕
16	*Gl. serpens* (Grzyb.)		×						◐	◐
17	*Lituotuba incerta* Franke			×	×				◐	⊕
18	*Hormosina ovulum* (Grzyb.)	×	×	×					●	◐
19	*Reophas splendidus* Grzyb.		×							◐
20	*Trichamminoides irregularis* White	×	×		×				⊕	⊕
21	*Tr. olesewakii* (Grzyb.)		×						◐	
22	*Recurvoides deflexiformis*(Noth)		×						●	●
23	*Plectorecurvoides alternans* Noth		×						●	●
24	*Ammobaculites agglutinans problematicus* n. osp.		×							●
25	*Ammobaculites* sp. cf. *A. pseudospirale* (Will.)							×		◐
26	*Siphotextularia minima* n. sp.								⊕	◐
27	*Trochammina altiformis* Cush. et Renz		×		×			×	◐	
28	*Tr. globigeriniformis* (Jon. et Park.)	×	×	×	×	×	×	×	●	◑
29	*Tr. quinqueloba* Geroch		×						⊕	
30	*Tr. carpenteri* Grzyb.		×						◐	
31	*Plectina grzybowskii* nomen novum		×						●	◑
32	*Pl. tenuis* (Grzyb.)		×						◑	⊕
33	*Uvigerinammina jankoi* Majzon	×	×						●	●
34	*Verneuilina polystropha* (Rss)				×					◐
35	*„Gaudryina" coniformis* Grzyb.		×						⊕	⊕
36	*Pseudogaudryinella capitosa serrulata* (Cush.)				×					◑

Notă

○ = foarte rar (very rare) — 1 — 3 exemplare.
◐ = rar (rare) — 3 — 5 exemplare.
⊕ = frecvent (frequently) — 5 — 20 de exemplare.
◑ = abundent (abundantly) — 20 — 40 de exemplare.
● = foarte abundent (very abundant) — peste 40 de exemplare.

Referitor la vîrsta acestei asociații, atît de caracteristice prin ansamblul conținutului său, sînt mai multe păreri.

Gh. Voicu consideră acest orizont ca situîndu-se la limita dintre turonianul superior și senonianul inferior (citat după (18)). T. Iorgulescu este de părere că acest nivel se situează la limita de trecere între senonian și eocenul inferior (citat după (18)). Prof. M. G. Filipescu și I. Pană (18), prezentînd cele două păreri, trag concluzia că ar exista două asemenea nivele cu aglutinante, unul situat la limita turonian-senonian inferior și altul la limita senonian superior-eocen. Părerii că acestor argile trebuie să li se acorde vîrsta turonian superioară-senonian inferioară i se raliază și Gr. Popescu (36).

J. Liskowa, Felicia Huss, Stanislav Geroch acordă acestei asociații o vîrstă largă cuprinsă între cenomanianul superior și senonianul inferior.

Pentru S. Geroch și J. Liskowa asociația formată din:

Hyperammina grzybowskii Dylaz.
Ammodiscus incertus (d'Orb.)
Hormosina ovulum (Grzyb.)
Recurvoides turbinatus (Brady)
Plectina coniformis (Grzyb.)
Ammobaculites sp. (*A. agglutinans* ssp. *problematicus* n. ssp.)

este un indicator destul de bun al limitei cenomanian superior-turonian inferior. Această constatare este redată și în tabelul alcătuit de J. Liskowa pentru repartiția foraminiferelor aglutinante și calcaroase din pînza silezianǎ pentru depozitele cretacice superioare și eocene. Dată fiind importanța acestui tabel, îl vom reproduce [1]) (fig. 1).

Pentru F. Huss în profilul de la Weglowka asociația formată din:

Ammodiscus incertus (d'Orb.)
Haplophragmoides bulloides (Beissel)
Recurvoides walteri (Grzyb.)
Uvigerinammina jankoi Majzon
Placopsilina cf. *minuta* Tapp. (*Ammobaculites* sp. Liskowa și Geroch = *A. agglutinans* ssp. *problematicus* n. ssp. în urma comparării materialului nostru cu al autorilor citați)

este un bun indicator al limitei cenomanian-turonian.

Pentru punctele de unde provine materialul nostru este foarte probabil că vîrsta acestor depozite să fie aceea acceptată de autorii citați. Confirmarea acestei păreri este dată de faptul că pe Pîrîul Fetii (valea superioară a Buzăului), ca de altfel și pe Pîrîul Boului (aceeași regiune), sub aceste argile roșii se întîlnesc marne cenușii sau albe-verzui cu *Rotalipora appeninica* și *Clavulinoides gaultinus carinatus* Neagu, care indică în mod sigur vîrsta cenomaniană a acestora. Este deci firesc ca ceea ce urmează la partea superioară a acestor depozite să aparțină cenomanianului superior-turonianului.

[1]) Acest tabel ne-a fost oferit de autoare cu ocazia unei vizite în R. P. Polonă, în 1959.

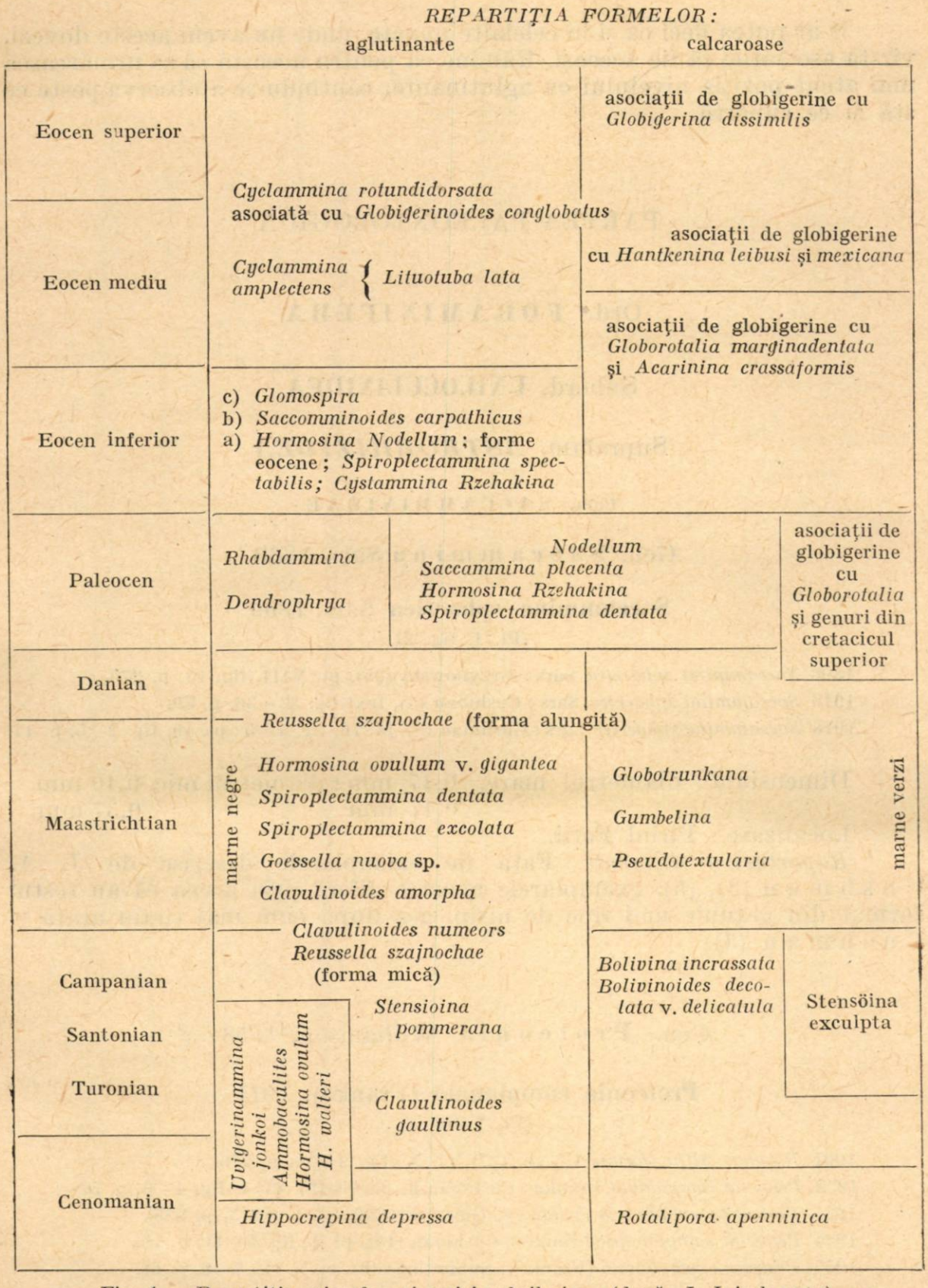


Fig. 1. — Repartiţia microfaunei seriei subsileziene (după J. Liskowa).

S-ar putea deci ca și în celelalte puncte, unde nu avem aceste dovezi, vîrsta asociației să fie aceeași. Rămîne ca pentru aceasta să se urmărească mai atent poziția nivelului cu aglutinante, căutîndu-se a observa peste ce stă și ce suportă.

PARTEA PALEONTOLOGICĂ

Ord. **FORAMINIFERA**

Subord. **UNILOCULINIDEA**

Suprafam. ***ASTRORHIZIDEA***

Fam. SACCAMMINIDAE

Gen. **Saccammina** Sars, 1869

Saccammina sphaerica Sars, 1869

(Pl. I, fig. 2)

1896 *Saccammina sphaerica* Sars ; Grzybowski (25), pl. VIII, fig. 15, p. 270.
1910 *Saccammina sphaerica* Sars ; Cushman (3), text-fig. 33—36, p. 39.
1918 *Saccammina sphaerica* Sars ; Cushman (5), pl. 16, fig. 4—5 ; pl. 19, fig. 2—5, p. 44.

Dimensiuni : diametrul mare, 0,47 mm ; diametrul mic, 0,40 mm
0,47 mm 0,37 mm

Localizare : Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Față de exemplarele descrise de J. A. Cushman (3), (5), exemplarele noastre diferă prin aceea că au testul format din granule mai fine de nisip, așa după cum mai tîrziu arată și Cushman (5).

Gen. **Proteonia** Williamson, 1858

Proteonia complanata (Franke), 1911

(Pl. I, fig. 4)

1901 *Reophax diflugiformis* Grzyb. (27), pl. X, fig. 9—10, p. 276.
1932 *Pelosina complanata* Franke ; Cushman a. Jarvis (9), pl. 1, fig. 4—6, p. 5.
1937 *Proteonia complanata* (Franke) ; Glaessner (28), pl. 1, fig. 3, p. 355.
1946 *Pelosina complanata* (Franke) ; Cushman (14), pl. 1, fig. 9—11, p. 15.
1955 *Proteonia complanata* (Franke) ; Subbotina (40), pl. 1, fig. 7—9, p. 68.
1955 *Proteonia complanata* (Franke) ; Maslakova (34), pl. 1, fig. 10, p. 38.

Dimensiuni : lungime 0,47 mm ; lățime 0,40 mm ; grosime 0,10 mm
0,47 mm 0,37 mm 0,12 mm
Localizare : Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin aspectul sferic turtit și ceva mai grosier al testului, specia aceasta se distinge ușor de cele vecine.

Gen. **Psammosphaera** Schultze, 1875

Psammosphaera fusca Schultze, 1875

(Pl. I, fig. 3)

1896 *Psammosphaera fusca* Schultze ; Grzybowski (25), pl. VIII, fig. 14, p. 270.
1910 *Psammosphaera fusca* Schultze ; Cushman (3), text-fig. 25—28, p. 35.
1918 *Psammosphaera fusca* Schultze ; Cushman (5), pl. 13, fig. 1—6 ; pl. 14, fig. 1—3, p. 34.
1952 *Psammosphaera fusca* Schultze ; Sigal (39), pl. 1, fig. 1.

Dimensiuni: diametrul 0,50 mm.
Localizare : Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin caracterul și forma testului, această specie este ușor de identificat.

Fam. **RHIZAMMINIDAE**

Gen. **Rhizammina** Brady, 1879

Rhizammina indivisa Brady, 1884

(Pl. I, fig. 7)

1896 *Rhabdammina abyssorum* var. *irregularis* Grzyb. (25), pl. VIII, fig. 1—4, p, 27.
1910 *Rhizammina indivisa* Brady ; Cushman (3), text-fig. 24, p. 34.
1937 *Rhizammina indivisa* Brady ; Glaessner (28), pl. 1, fig. 2, p. 355.

Dimensiuni : lungime 1,50 mm ; grosime 0,36 mm
1,40 mm 0,30 mm
Localizare : Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin aspectul general, această specie se aseamănă cu *Sachoriza ramosa* Cush., de care diferă însă prin peretele testului gros format din material aglutinat, diferit ca dimensiuni și prin cantitatea de ciment redusă care îi dă un aspect mat și nu ușor translucid ca la specia lui C u s h m a n. Prin caracterul neramificat al testului diferă de speciile genului *Rhabdammina.*

Fam. **ASTRORHIZIDAE**

Gen. **Rhabdammina** Sars, 1896

Rhabdammina robusta (Grzybowski), 1898

(Pl. I, fig. 11)

1898 *Dendrophrya robusta* Grzyb. (26), pl. X, fig. 7, p. 273.
1950 *Rhabdammina robusta* (Grzyb.); Miatliuk (35), pl. I, fig. 2, p. 265.

Dimensiuni : lungime 0,80 mm ; lățime 0,45 mm ; grosime 0,30 mm.
Localizare : valea Sadovei.
Raporturi și diferențe. Deși eșantioanele noastre sînt sub formă de fragmente, ele se pot încadra bine diagnozei acestei specii.

Rhabdammina abyssorum Sars, 1869

(Pl. I, fig. 8—10)

1910 *Rhabdammina abyssorum* Sars ; Cushman (3), text-fig. 8—10, p. 24.
1918 *Rhabdammina abyssorum* Sars ; Cushman (5), pl. 6, fig. 1 ; pl. 7, fig. 1, p. 15.
1957 *Rhabdammina abyssorum* Sars ; Pokorny (37), text-fig. 31.

Dimensiuni : lungime 0,60 mm ; grosime 0,25 mm
0,57 mm 0,25 mm
Localizare : Pîrîul Fetii.
Raporturi și diferențe. Prin aspectul caracteristic grosier al particulelor aglutinate, această specie se aseamănă cu *Rh. cylindrica* Glaess., de care diferă însă prin caracterul mult mai ramificat al testului și granulele aglutinate ceva mai mici.

„Rhabdammina" annulata Grzybowski, 1896

(Pl. I, fig. 12)

1896 *Rhabdammina annulata* Grzyb. non Rzhk. ; Grzybowski (25), pl. VIII, fig. 8—9, p. 273.

Dimensiuni : lungime 0,50 mm ; grosime 0,20 mm
0,37 mm 0,20 mm
Localizare : valea Sadovei.
Raporturi și diferențe. Prin aspectul testului fin arenaceu, mai mult sau mai puțin moniliform, alcătuit dintr-o loje tubulară ce prezintă din

loc în loc constricții ușoare, această specie se pare că aparține nu genului *Rhabdammina*, cum o consideră G r z y b o w s k i, ci, probabil, genului *Reophax*. Datorită relei conservări și numărului redus de exemplare nu putem însă face această precizare.

Subord. **BILOCULINIDEA**

Fam. HYPERAMMINIDAE

Gen. **H y p e r a m m i n a** Brady, 1878

Hyperammina elongata Brady, 1878

(Pl. I, fig. 5; pl. III, fig. 45)

1910 *Hyperammina elongata* Brady; Cushman (3), text-fig. 73—74, p. 60.
1918 *Hyperammina elongata* Brady; Cushman (5), pl. 29, fig. 4, p. 74.
1921 *Hyperammina elongata* Brady; Cushman (8), pl. 3, fig. 5, p. 53.
1932 *Hyperammina elongata* Brady; Cushman a. Jarvis (9), pl. I, fig. 7—8, p. 6.
1946 *Hyperammina elongata* Brady; Cushman (14), pl. I, fig. 12—13, p. 15.

Dimensiuni: lungime 0,67 mm; grosime { loja inițială 0,20 mm; loja tubulară 0,12 mm

Localizare: valea Sadovei.

Raporturi și diferențe. Eșantioanele noastre corespund bine celor figurate și descrise de autorii citați.

Hyperammina grzybowskii Dylazanka, 1923

(Pl. I, fig. 6; pl. III, fig. 38 și 39)

1901 *Hyperammina* sp. aff. *subnodosiformis* Grzyb.; Grzybowski (27), pl. VII, fig. 5, p. 264.
1955 *Hyperammina grzybowskii* Dyla.; Geroch i Gradzinski (22), pl. V, fig. 1 a-c, p. 37.
1957 *Hyperammina grzybowskii* Dyla.; Bukowy i Geroch (2), pl. XXX, fig. 11, p. 314.

Dimensiuni: lungime 1,12 mm; grosime 0,15 mm
0,47 mm 0,15 mm

Localizare: Runcul Prisăcii, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin testul său fin arenaceu, ușor hialin, cu aspect nodosariiform datorită unor ușoare constricții ce apar la intervale neregulate, această specie este ușor de separat de cele vecine.

Gen. **Dendrophrya** Wright, 1861

Dendrophrya excelsa Grzybowski, 1898

(Pl. II, fig. 25 şi 26)

1898 *Dendrophrya excelsa* Grzyb. (25), pl. X, fig. 1—4, p. 272.
1955 *Dendrophrya excelsa* Grzyb. ; Geroch i Gradzinski (22), p. 37.

Dimensiuni : lungime 1,25 mm ; lăţime 0,40 mm ; grosime 0,10 mm
1,12 mm 0,50 mm 0,12 mm
Localizare : Pîrîul Fetii.
Raporturi şi diferenţe. Specia aceasta, prin caracterul testului său robust şi turtit, diferă de celelalte specii vecine.

Fam. AMMODISCIDAE

Gen. **Ammodiscus** Reuss, 1861

Ammodiscus involens (Reuss), 1850

(Pl. V, fig. 73)

1850 *Operculina involens* Rss (38), pl. XLVI, fig. 20, p. 370.
1891 *Ammodiscus involens* (Rss) ; Grzybowski (25), pl. VIII, fig. 38.

Dimensiuni : diametrul mare 0,65 mm ; diametrul mic 0,55 mm ; grosime 0,12 mm ; lăţimea ultimei ture 0,12 mm.
Localizare : valea Sadovei, Pîrîul Fetii.
Raporturi şi diferenţe. A. involensa (Rss) diferă de *A. incertus* (d'Orb.) prin caracterul robust al ultimei ture de spiră, precum şi prin forma uşor ovală a testului. Caracterul mai umflat al ultimei ture de spiră o separă de *A. angygyrus* Rss şi *A. polygyrus* Rss.

Ammodiscus incertus (d'Orbigny), 1839

(Pl. II, fig. 37)

1928 *Ammodiscus incertus* (d'Orb.) ; Franke (20), pl. I, fig. 14, p. 13.
1950 *Ammodiscus incertus* (d'Orb.) ; Subbotina (40), pl. II, fig. 4, p. 40.

Dimensiuni : diametrul 0,65 mm
0,40 mm
Localizare : valea Sadovei, Întorsura Buzăului, Pîrîul Fetii.
Raporturi şi diferenţe. Exemplarele întîlnite corespund descrierii şi figurilor date de N. N. Subbotina, care consideră *A. glabratus* Cush. et Jarv. ca sinonim cu specia lui d'Orbigny.

Gen. **Glomospira** Rzehak, 1888

Glomospira charoides (Jones et Parker), 1860

(Pl. IV, fig. 49—51)

1896 *Ammodiscus charoides* Jon. et Park.; Grzybowski (25), pl. VIII, fig. 39—43.
1910 *Gordiammina charoides* Jon. et Park.; Cushman (3), text-fig. 101, p. 77.
1918 *Glomospira charoides* (Jon. et Park.); Cushman (5), pl. 30, fig. 10—16, p. 100.
1950 *Glomospira charoides* (Jon. et Park.); Subbotina (40), pl. II, fig. 5, p. 74.

Dimensiuni: lungime 0,30 mm; lățime 0,25 mm; grosime 0,27 mm.
Localizare: valea Sadovei, Dealul Girilău, valea Scrădoasa, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin forma tipică a testului, această specie este ușor de separat de speciile vecine.

Glomospira gordialis (Jones et Parker), 1860

(Pl. IV, fig. 52 și 53)

1896 *Ammodiscus gordialis* Jon. et Park.; Grzybowski (25), pl. VIII, fig. 44—45.
1910 *Gordiammina gordialis* (Jon. et Park.); Cushman (3), text-fig. 98, p. 76.
1918 *Glomospira gordialis* (Jon. et Park.); Cushman (5), pl. 36, fig. 7—9, p. 99.
1946 *Glomospira gordialis* (Jon. et Park.); Cushman (14), pl. 1, fig. 38—40, p. 118.

Dimensiuni: diametrul 0,32 mm.
Localizare: valea Sadovei, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin rularea cu totul caracteristică a lojii tubulare, această specie este ușor de recunoscut.

Glomospira irregularis (Grzybowski), 1896

(Pl. IV, fig. 54; pl. VI, fig. 85 și 86)

1896 *Ammodiscus irregularis* Grzyb. (25), pl. XI, fig. 2—3, p. 285.
1901 *Ammodiscus irregularis* Grzyb. (27), p. 273.
1937 *Glomospira irregularis* (Grzyb.); Glaessner (28), pl. I, fig. 7, p. 359.
1955 *Glomospira irregularis* (Grzyb.); Maslakova (34), pl. III, fig. 3, p. 45.

Dimensiuni: lungime 0,72 mm; lățime 0,45 mm
0,50 mm 0,35 mm
Localizare: valea Sadovei, Dealul Girilău, valea Scrădoasa, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Bazați pe caracterul neregulat, haotic, în care se prezintă loja tubulară, M. F. Glaessner (28) și N. I. Maslakova (34) consideră ca sinonime ale acestei specii și pe: *Ammodiscus dubius* Grzyb., *A. gorayskii* Grzyb., *A. glomeratus* Grzyb.

Din materialul cercetat se pare că această afirmație este întemeiată, dar ea trebuie verificată prin confruntarea cu originalele descrise de J. Grzybowski.

Glomospira serpens (Grzybowski), 1898

(Pl. I, fig. 13 şi 14)

1898 *Ammodiscus serpens* Grzyb. (25), pl. X, fig. 31—33, p. 286.
1901 *Ammodiscus serpens* Grzyb. (27), pl. IX, fig. 17.
1955 *Glomospira serpens* (Grzyb.); Geroch i Gradzinski (22), p. 51.

Dimensiuni: lungime 0,55 mm; lăţime 0,25 mm
0,35 mm 0,15 mm
Localizare: valea Sadovei, Pîrîul Fetii.
Raporturi şi diferenţe. Prin rularea lojii tubulare eliptic şi în plane diferite, această specie este uşor de recunoscut.

Gen. **Lituotuba** Rhumbler, 1895

Lituotuba incerta Franke, 1928

(Pl. IV, fig. 62 şi 63)

1928 *Lituotuba incertus* Franke (20), pl. I, fig. 19, p. 15.

Dimensiuni: diametrul 0,50 mm, grosime 0,15 mm
0,50 mm 0,15 mm
Localizare: valea Sadovei, Pîrîul Fetii.
Raporturi şi diferenţe. Prin aspectul lor, eşantioanele noastre se pot încadra la specia descrisă de A. Franke, cu observaţia că au calibrul lojii tubulare ceva mai robust, apropiindu-se astfel de *L. lata* (Grzyb.). Diferă însă de aceasta prin numărul mai mare de ture de spiră şi prin calibrul totuşi mai subţire al lojii.

Subord. **PLURILOCULINIDEA**

Suprafam. ***LITUOLODEA***

Fam. **REOPHACIDAE**

Gen. **Hormosina** Brady, 1879

Hormosina ovulum (Grzybowski), 1896

(Pl. VI, fig. 92)

1896 *Reophax ovulum* Grzyb. (25), pl. VIII, fig. 19—21, p. 267.
1901 *Reophax ovulum* Grzyb. (27), pl. VII, fig. 3, p. 268.
1937 *Hormosina ovulum* (Grzyb.); Glaessner (28), pl. I, fig. 5, p. 357.
1955 *Hormosina ovulum* (Grzyb.); Geroch i Gradzinski (22), pl. V, fig. 3, p. 38.

Dimensiuni : lungime 0,40 mm ; lățime 0,30 mm
0,35 mm 0,25 mm

Localizare : valea Sadovei, valea Scrădoasa.

Raporturi și diferențe. Prin aspectul tipic piriform al lojilor totdeauna bine conservate, această specie este foarte ușor de recunoscut.

Gen. **Reophax** Montfort, 1808

Reophax splendidus Grzybowski, 1898

(Pl. V, fig. 74)

1898 *Reophax splendidus* Grzyb. (25), pl. X, fig. 16, p. 278.
1898 *Reophax gutifera* Grzyb. (25), pl. X, fig. 18 a, p. 278.
1932 *Reophax* sp. ; Cushman a. Jarvis (9), pl. 1, fig. 13, p. 7.
1937 *Reophax splendidus* Grzyb. ; Glaessner (28), pl. I, fig. 4, p. 356.

Dimensiuni : lungime 1,00 mm ; grosime 0,30 mm
0,75 mm 0,30 mm

Localizare : Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin forma și mărimea lojilor, precum și prin aspectul lor turtit, această specie diferă de *R. subnodosus* Grzyb. cu care prezintă unele asemănări.

Fam. **HAPLOPHRAGMIIDAE**

Gen. **Trochamminoides** Cushman, 1910

Trochamminoides irregularis White, 1928

(Pl. IV, fig. 61)

1902 *Trochammina acervulata* Grzyb. ; Freidberg (21), pl. I, fig. 9, p. 638.
1937 *Trochamminoides irregularis* White ; Glaessner (28), pl. I, fig. 9, p. 360.

Dimensiuni : diametrul 0,80 mm
0,37 mm

Localizare : valea Sadovei, Dealul Hărcăoaia, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin rularea neregulată a lojilor, această specie este ușor de separat de *T. proteus* (Karrer).

Trochamminoides olesewakii (Grzybowski), 1898

(Pl. IV, fig. 55–60)

1898 *Trochammina olesewakii* Grzyb. (26), pl. XI, fig. 6, p. 286.

Dimensiuni : diametrul mare 0,55 mm ; diametrul mic 0,45 mm ; grosime 0,17 mm.

Localizare : valea Sadovei, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin rularea lojilor pe două plane suprapuse, această specie se distinge relativ ușor de *T. irregularis* White, la care lojile sînt rulate cu totul neregulat. Același caracter separă această specie și de *T. proteus* (Karrer).

Gen. **Recurvoides** Earland, 1934

Recurvoides deflexiformis (Noth), 1912

(Pl. II, fig. 18–21 ; pl. III, fig. 40 și 41)

1959 *Recurvoides deflexiformis* (Noth) ; Morgiel (32), pl. XIII, fig. 4, p. 127.

Dimensiuni : diametrul 0,37 mm.

Localizare : valea Sadovei, Dealul Girilău, valea Scrădoasa, Dealul Hărcăoaia, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin lojile sale cu o rulare în plane diferite, prin suturile netede și aspectul hialin, această specie se distinge de *Plectorecurvoides alternans* Noth, cu care are unele mici asemănări.

Gen. **Plectorecurvoides** Noth, 1952

Plectorecurvoides alternans Noth, 1953

(Pl. VI, fig. 81–83)

1959 *Plectorecurvoides alternans* Noth ; Morgiel (32), pl. XIII, fig. 5, p. 128.

Dimensiuni : diametrul 0,42 mm ; grosime 0,37 mm ; înălțimea feții aperturale 0,10 mm ; lățimea feții aperturale 0,30 mm.

Localizare : valea Sadovei, Dealul Girilău, valea Scrădoasa, Dealul Hărcăoaia, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin aspectul globulos al testului, prin forma oval-alungită a lojilor și prin rularea acestora în plane oarecum diferite (rularea permite a se observa încă o parte din lojile turului anterior), această specie este destul de bine individualizată.

Gen. Ammobaculites Cushman, 1910

Ammobaculites agglutinans (d'Orbigny), 1840 ssp. **problematicus** n. ssp.

(Pl. II, fig. 22—24)

1955 *Ammobaculites* sp.; Geroch i Gradzinski (22), pl. V, fig. 2 a-c.
1957 *Placopsilina* sp. cf. *P. minuta* Tapp.; Huss (30), pl. II, fig. 2—7.
1959 *Ammabaculites* sp.; Geroch (24), pl. 12, fig. 7—8, p. 117.

Hollotypus : pl. II, fig. 23.
Paratypus : pl. II, fig. 22 și 24.
Locus typicus : Pîrîul Fetii (valea superioară a Buzăului), Carpații de curbură, argile roșii.
Stratum typicum : cenomanian superior-turonian inferior.
Material : peste 230 de exemplare.

Test fin sau ușor grosier aglutinant, format din loji care în stadiul tînăr au o rulare planispirală strînsă. Stadiul adult este format din 5—12 loji monoseriate, drept sau ușor ondulat. Lojile cresc treptat în dimensiuni, au un contur circular, sînt puțin umflate cu suturi drepte și slab depresionare. Ultima loje ceva mai globuloasă, ușor alungită, poartă apertura circulară dispusă pe un gît scurt.

Dimensiuni : lungime	grosime
0,82 mm	0,17 mm
0,70 mm	0,14 mm
0,60 mm	0,14 mm
0,55 mm	0,14 mm
0,50 mm	0,14 mm
0,36 mm	0,14 mm
0,26 mm	0,12 mm
0,26 mm	0,09 mm

Localizare : Pîrîul Fetii (valea superioară a Buzăului).

Raporturi și diferențe. Față de *A. agglutinans* (d'Orb.) eșantioanele noastre diferă mult prin aspectul general al testului. Ele corespund perfect cu ceea ce S. Geroch numește *Ammobaculites* sp., iar F. Huss *Placopsilina* cf. *minuta* Tapp. Acest lucru a reieșit și din compararea eșantioanelor cercetate cu cele ale autorilor citați. Urmărind întreaga evoluție a acestei specii în ceea ce privește stadiul adult, am ajuns la concluzia că aparține, fără discuție, genului *Ammobaculites* și nu genului *Placopsilina*. Aspectul gracil al testului care amintește de specia lui d'Orbigny ne-a determinat să considerăm aceste exemplare ca o subspecie a aceleia create de acesta.

Ammobaculites sp. cf. **A. pseudospirale** (Williamson), 1858

(Pl. VI, fig. 84)

Dimensiuni : lungime 1,12 mm ; lățime 0,52 mm.

Localizare : Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin testul grosier arenaceu și lojile globuloase, exemplarele noastre corespund celor descrise de J. Cushman (6) [1]), de care diferă însă prin unele exemplare ce au stadiul rulat mai mare. Acest caracter le apropie de *Haplophragmium deflexum* Grzyb. (27) [2]). Diferă însă de specia lui J. Grzybowski prin lojile globuloase cu suturi adînci.

Fam. **TEXTULARIIDAE**

Gen. **Siphotextularia** Finlay, 1939

Siphotextularia minima n. sp.

(Pl. V, fig. 64—72)

Holotypus : pl. V, fig. 64—66, 71.

Paratypus : pl. V, fig. 67—70, 72.

Locus typicus : valea Sadovei (Cîmpulung-Moldovenesc), Carpații Orientali.

Stratum typicum : argile roșii cu aglutinante ; cenomanian superior -turonian inferior.

Material : peste 20 de exemple.

Test fin aglutinant, neted, biseriat, format din loji ce cresc treptat. Stadiul tînăr format din loji de dimensiuni foarte mici, dar biseriate ca și stadiul adult. Uneori în stadiul adult, lojile au o ușoară dispoziție neregulat biseriată. Lojile au caracter globulos cu suturi tot mai adînci, ușor oblice sau drepte. Ultima lojă și cea mai globuloasă, poartă apertura circulară dispusă central pe un mic gît.

Dimensiuni : lungime 0,27 mm ; lățime 0,12 mm ; grosime 0,12 mm
0,25 mm 0,17 mm 0,12 mm
0,17 mm 0,15 mm 0,10 mm

Localizare : valea Sadovei, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin dispoziția tipic biseriată, foarte clar observată în glicerină, eșantioanele noastre aparțin genului *Siphotextularia*. Dimensiunile reduse ale testului și forma sa tipic textularoidă individualizează bine această specie.

[1]) p. 94, pl. 19, fig. 1—2.

[2]) p. 223, pl. VIII, fig. 10—11.

Fam. **TROCHAMMINIDAE**

Gen. **Trochammina** Parker et Jones, 1859

Trochammina altiformis Cushman et Rentz, 1946

(Pl. III, fig. 46—48)

1946 *Trochammina altiformis* Cush. et Rentz. (15), pl. 3, fig. 7—11, p. 10.

Dimensiuni : lățime 0,50 mm ; înălțime 0,55 mm
0,45 mm 0,50 mm

Localizare : valea Sadovei.

Raporturi și diferențe. Prin caracterul trochoidal-conic al testului, această specie diferă net de *T. globigeriniformis* Jon. et Park.

Trochammina globigeriniformis (Jones et Parker), 1865

(Pl. III, fig. 42—44)

1910 *Trochammina globigeriniformis* (Jon. et Park.) ; Cushman (3), text-fig. 193—194, 195, p. 124.

1920 *Trochammina globigeriniformis* (Jon. et Park.) ; Cushman (6), pl. 16, fig. 5—6, p. 78.

1946 *Trochammina globigeriniformis* (Jon. et Park.) ; Cushman (14), pl. 15, fig. 8—10, 11, p. 51.

Dimensiuni : diametrul 0,53 mm ; înălțime 0,50 mm
0,36 mm 0,29 mm
0,34 mm 0,29 mm

Localizare : valea Sadovei, Dealul Girilău, valea Scrădoasa, Dealul Brădet, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin aspectul globigerinoid al testului, această specie este ușor de recunoscut.

Trochammina quinqueloba Geroch, 1959

(Pl. II, fig. 34—36)

1959 *Trochammina quinqueloba* Geroch (24), pl. 12, fig. 1—3, p. 118.

Dimensiuni : diametrul 0,17 mm ; înălțime 0,17 mm.

Localizare : valea Sadovei.

Raporturi și diferențe. Exemplarele noastre corespund foarte bine celor descrise și figurate de S. Geroch.

Trochammina carpenteri Grzybowski, 1896

(Pl. V, fig. 79 și 80)

1896 *Trochammina carpenteri* Grzyb. (25), pl. IX, fig. 1—2, p. 283.

Dimensiuni : diametrul 0,70 mm ; lățime 0,67 mm : înălțime 0,83 mm.
Localizare : valea Sadovei.

Raporturi și diferențe. Prin aspectul globulos al lojilor cu suturi drepte și adînci, prin tendința acestora de a acoperi complet partea dorsală, eșantioanele noastre corespund celor figurate și descrise de J. Grzybowski. De remarcat este faptul că în materialul cercetat se disting mai clar turele de spiră pe partea dorsală.

Fam. **VERNEUILINIDAE**

Subfam. **EGGERELLINAE**

Gen. **Plectina** Marsson, 1878

Plectina grzybowskii nomen novum

(Pl. II, fig. 30—33)

1898 *Gaudryina reussi* Grzyb. non Hantk. ; Grzybowski (26), pl. XI, fig. 8, p. 186.

Test aglutinat (uneori cu particule destul de fine) format din loji care în stadiul tînăr au o dispoziție helicoidală. De la 5 loji pe un tur de spiră se trece apoi gradat la stadiul adult biseriat format din loji numeroase slab globuloase, cu suturi netede și drepte sau puțin oblice. Apertura circulară se află dispusă aproape central pe fața aperturală joasă. Prin transparență se poate observa foarte bine întreaga structură a testului.

Dimensiuni : lungime 0,70 mm ; grosime 0,17 mm
0,45 mm 0,17 mm

Localizare : valea Sadovei, Pîrîul Fetii, Dealul Girilău, Dealul Hărcăoaia.

Raporturi și diferențe. Față de *Gaudryina reussi* Hantken (29) [1]), eșantioanele noastre diferă prin aspectul conic al testului, suturile drepte, precum și dimensiunile acestuia. Exemplarele noastre, destul de numeroase (peste 50), corespund însă foarte bine cu cele figurate și descrise de J. Grzybowski ; studiul în glicerină a arătat net apartenența acestora la genul *Plectina*.

[1]) p. 14, pl. I, fig. 5.

Plectina tenuis (Grzybowski), 1898

(Pl. II, fig. 27—29)

1898 *Gaudryina tenuis* Grzyb. (25), pl. XII, fig. 9—10, p. 186.

Dimensiuni : lungime 0,65 mm ; lățime 0,20 mm ; grosime 0,15 mm
0,50 mm 0,15 mm 0,12 mm
Localizare : valea Sadovei, Pîrîul Fetii.
Raporturi și diferențe. Prin aspectul testului alungit, gracil, cu stadiul biseriat bine dezvoltat, această specie este ușor de recunoscut. În glicerină se poate observa bine stadiul tînăr trochospiral și apertura circulară.

Gen. **Uvigerinammina** Majzon, 1943

Uvigerinammina jankoi Majzon, 1943

(Pl. VI, fig. 87—90)

1943 *Uvigerinammina jankoi* Majz. (33), pl. II, fig. 15, p. 158.
1957 *Uvigerinammina jankoi* Majz. ; Geroch (23), pl. XIV, fig. 1—10, p. 232.

Dimensiuni : lungime 0,47 mm ; grosime 0,25 mm
0,30 mm 0,25 mm
Localizare : valea Sadovei, Dealul Girilău, Runcul Prisăcii, valea Scdrădoasa, Dealul Hărcăoaia, Dealul Brădet, Pîrîul Fetii.
Raporturi și diferențe. Exemplarele noastre, foarte numeroase de altfel, corespund perfect cu ceea ce descriu și figurează autorii citați.

Subfam. VERNEUILININAE

Gen. **Verneuilina** d'Orbygny, 1840

Verneuilina polystropha (Reuss), 1846

(Pl. I, fig. 15—17)

1880 *Bulimina polystropha* Rss ; Berthelin (1), pl. II, fig. 3, p. 30.
1932 *Verneuilina polystropha* (Rss) ; Cushman a. Jarvis (9), pl. 4, fig. 3, p. 5.
1937 *Verneuilina polystropha* (Rss) ; Cushman (11), pl. 1, fig. 14—15, p. 11.
1946 *Verneuilina polystropha* (Rss) ; Cushman (14), pl. 7, fig. 1, p. 31.

Dimensiuni : lungime 0,53 mm ; grosime 0,27 mm
0,37 mm 0,22 mm
Localizare : Pîrîul Fetii, Dealul Brădet.

Raporturi și diferențe. Prin caracterele testului, exemplarele întîlnite se pot încadra în diagnoza și figurile date pentru specia lui A. Reuss cu observația că au o talie mai mică.

Gen. **Gaudryina** d'Orbygny, 1839

„Gaudryina" coniformis Grzybowski, 1898

(Pl. VI, fig. 91)

1898 *Gaudryina coniformis* Grzyb. (26), pl. XII, fig. 7, p. 186.

1955 ? *Karreriella* sp. cf. *Gaudryina coniformis* Grzyb.; Geroch i Gradzinski (22), pl. VI, fig. 4, p. 41.

Dimensiuni; lungime 0,57 mm; grosime 0,25 mm
0,37 mm 0,17 mm

Localizare: valea Sadovei, Dealul Brădet, Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. În urma materialului cercetat, se pare că această specie nu este altceva decît stadiul tînăr de la *Plectina grzybowskii*. Acest fapt nu poate fi verificat decît prin confruntarea cu originalele lui J. Grzybowski aflate la Cracovia.

Gen. **Pseudogaudryinella** Cushman, 1936

Pseudogaudryinella capitosa serrulata (Cushman), 1933

(Pl. V, fig. 75—78)

1937 *Pseudogaudryinella capitosa serrulata* (Cush.) (12), pl. 19, fig. 13—16, p. 139.

Dimensiuni: lungime 0,87 mm; grosime stadiul adult 0,27 mm, stadiul triseriat 0,30 mm.

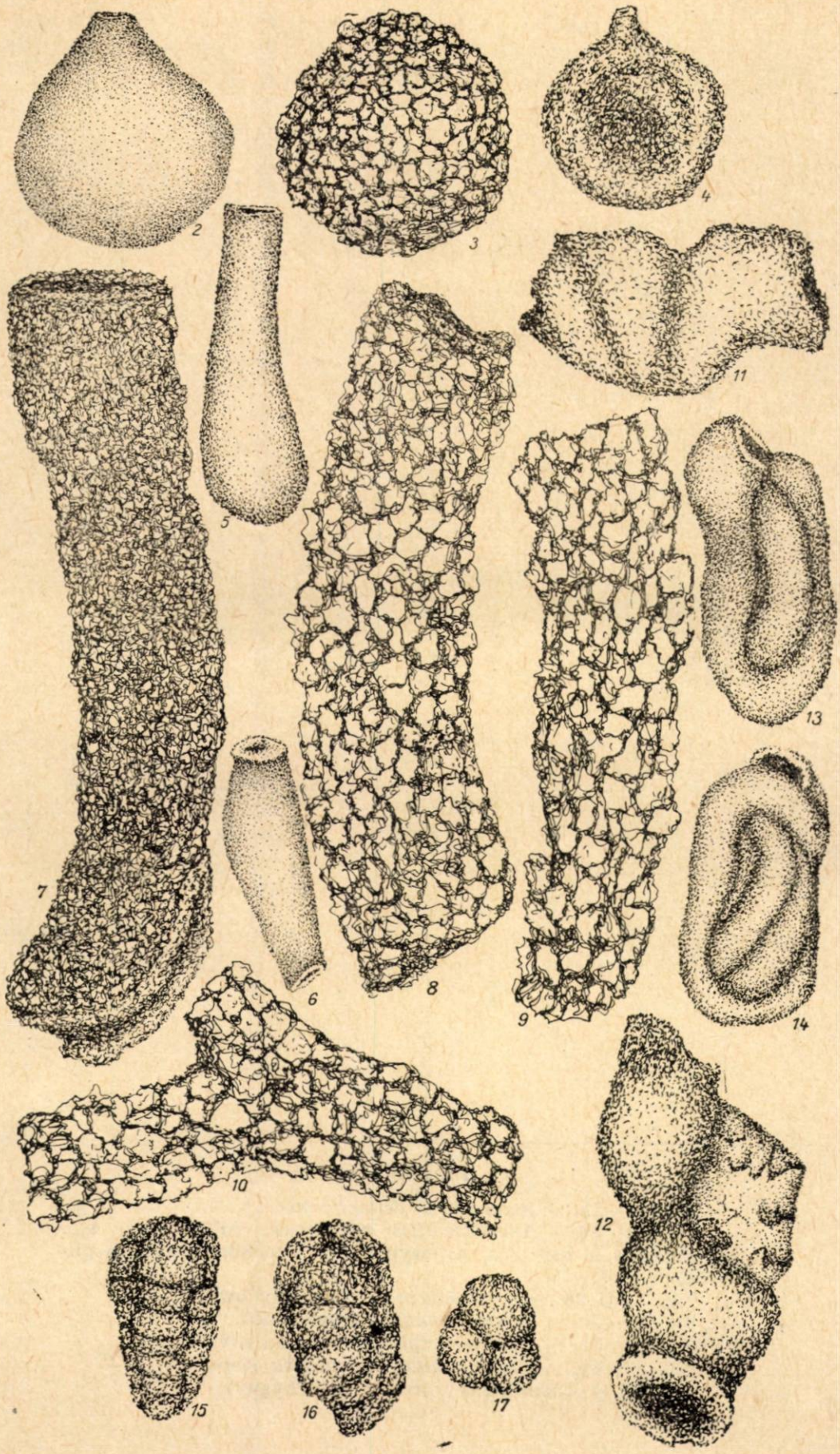
Localizare: Pîrîul Fetii.

Raporturi și diferențe. Prin caracterele testului, eșantioanele noastre corespund descrierii și figurilor date de J. A. Cushman.

Laboratorul de paleontologie,
Universitatea din București.

PLANȘA I

Fig. 2. — *Saccammina sphaerica* Sars.
Fig. 3. — *Psammosphaera fusca* Schultze.
Fig. 4. — *Proteonia complanata* (Franke).
Fig. 5. — *Hyperammina elongata* Brady.
Fig. 6. — *Hyperammina grzybowskii* Dylazanka.
Fig. 7. — *Rhizammina indivisa* Brady.
Fig. 8 — 10. — *Rhabdammina abyssorum* Sars.
Fig. 11. — *Rhabdammina robusta* (Grzybowski).
Fig. 12. — *„Rhabdammina" annulata* Grzybowski.
Fig. 13 și 14. — *Glomospira serpens* (Grzybowski).
Fig. 15—17. — *Verneuilina polystropha* (Reuss).


2
3
4
5
11
7
8
13
6
9
14
10
12
15
16
17

PLANȘA II

Fig. 18—21. — *Recurvoides deflexiformis* (Noth).

Fig. 22—24. — *Ammobaculites agglutinans* (d'Orbygny) ssp. *problematicus* n. ssp. (23, hollotypus; 24, exemplar privit în glicerină).

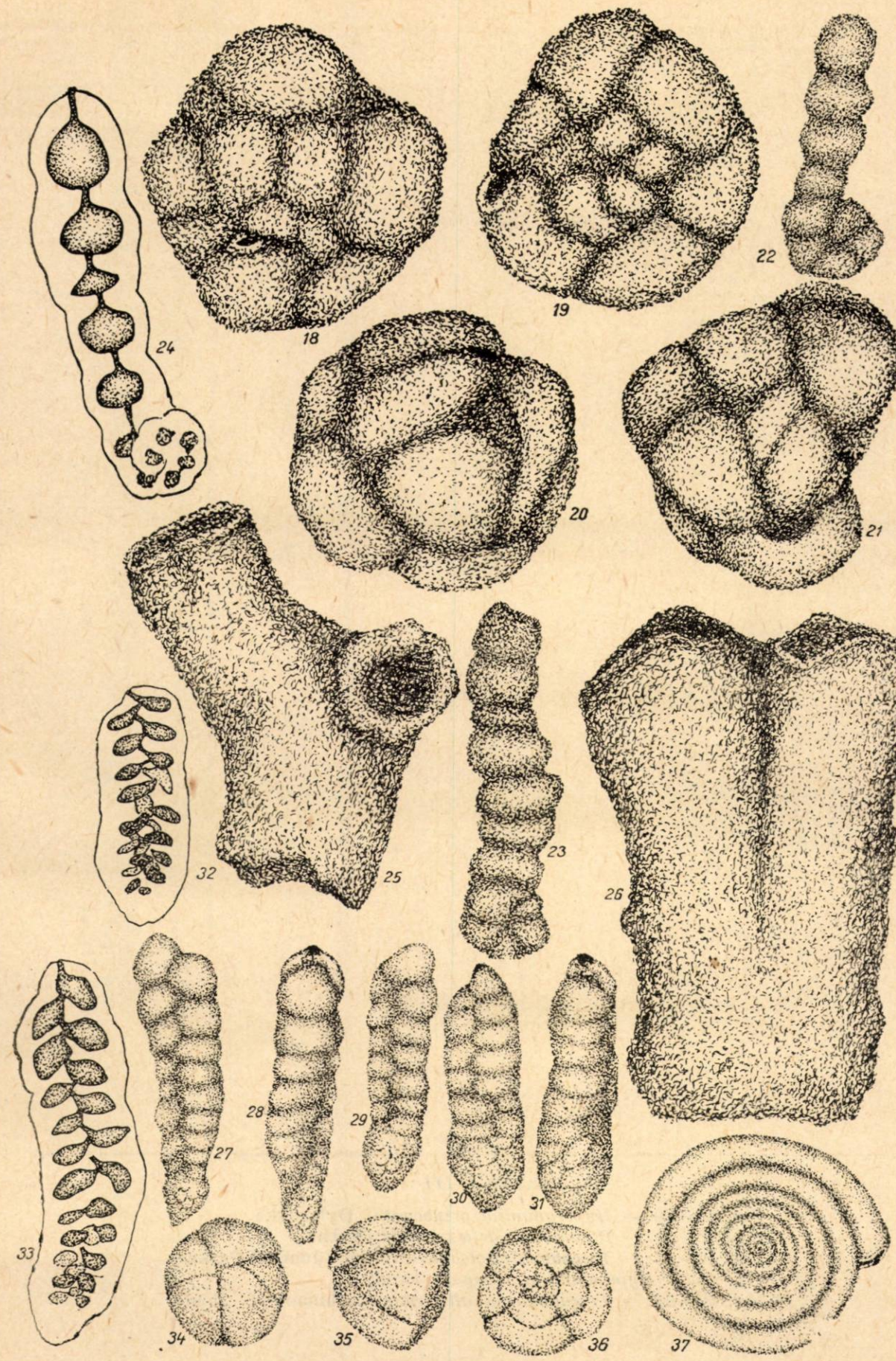
Fig. 25 și 26. — *Dendrophria excelsa* Grzybowski.

Fig. 27—29. — *Plectina tenuis* (Grzybowski).

Fig. 30—33. — *Plectina grzybowskii* nomen novum

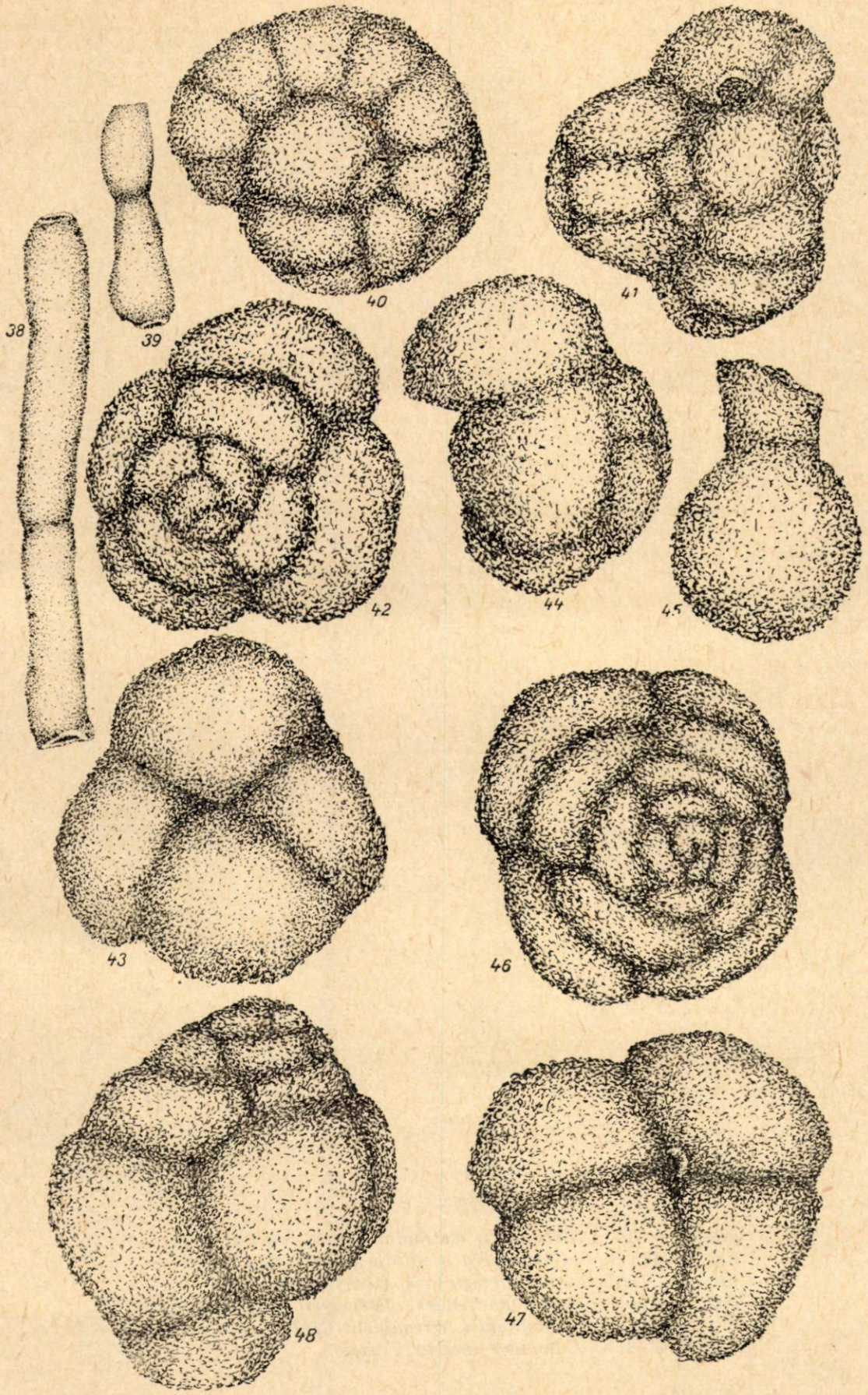
Fig. 34—36. — *Trochammina quinqueloba* Geroch.

Fig. 37. — *Ammodiscus incertus* (d'Orbygny).


18
19
22
24
20
21
25
32
23
26
27
28
29
30
31
33
34
35
36
37

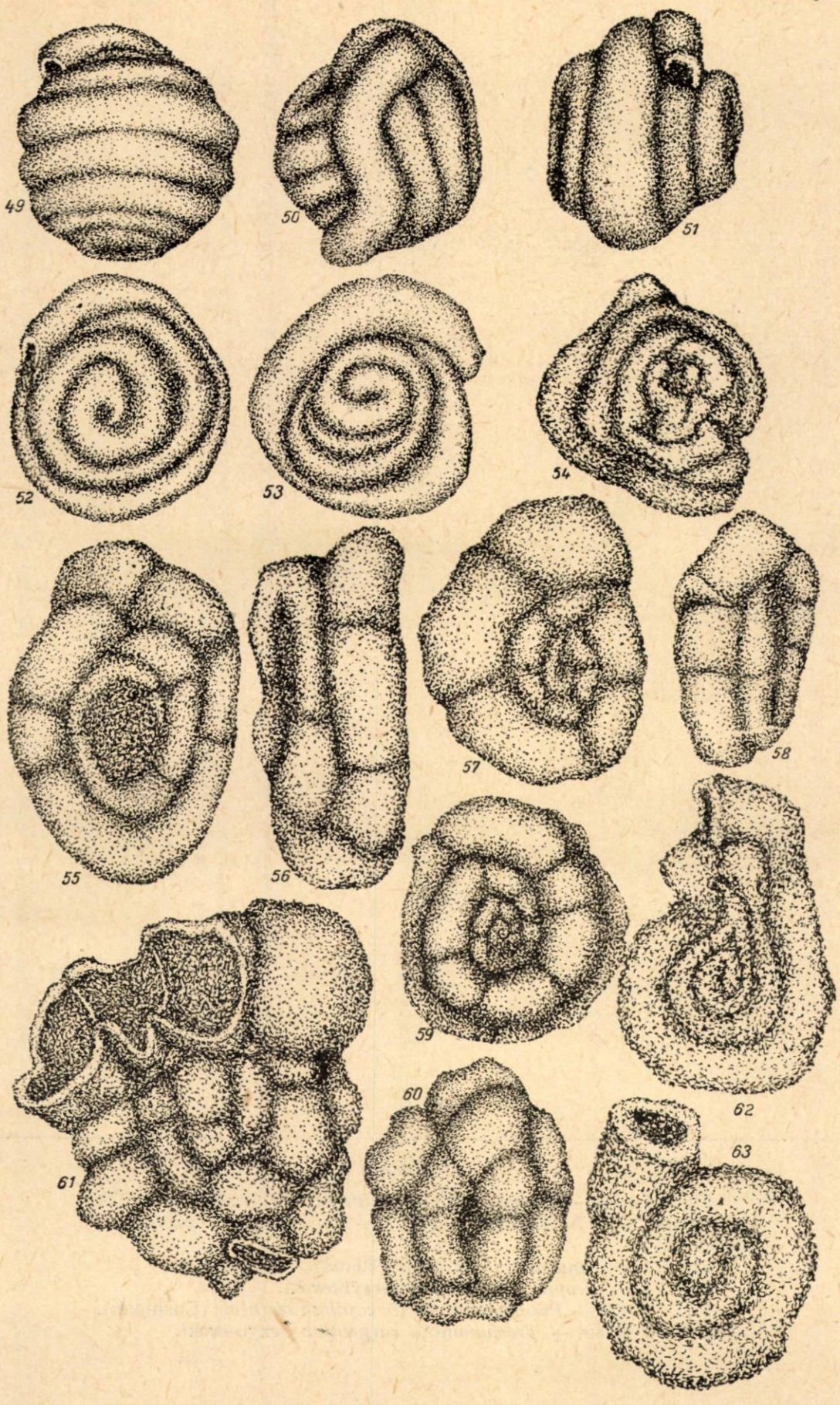
PLANȘA III

Fig. 38—39. — *Hyperammina grzybowskii* Dylazanka.
Fig. 40—41. — *Recurvoides deflexiformis* (Noth).
Fig. 42—44. — *Trochammina globigeriniformis* (Jones et Parker).
Fig. 45. — *Hyperammina elongata* Brady.
Fig. 46—48. — *Trochammina altiformis* Cushman et Rentz.


38
39
40
41
42
44
45
43
46
48
47

PLANȘA IV

Fig. 49—51. — *Glomospira charoides* (Jones et Parker).
Fig. 52 și 53. — *Glomospira gordialis* (Jones et Parker).
Fig. 54. — *Glomospira irregularis* (Grzybowski).
Fig. 55—60. — *Trochamminoides olesewakii* (Grzybowski).
Fig. 61. — *Trochamminoides irregularis* White.
Fig. 62—63. — *Lituotuba incerta* Franke.


49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63

PLANȘA V

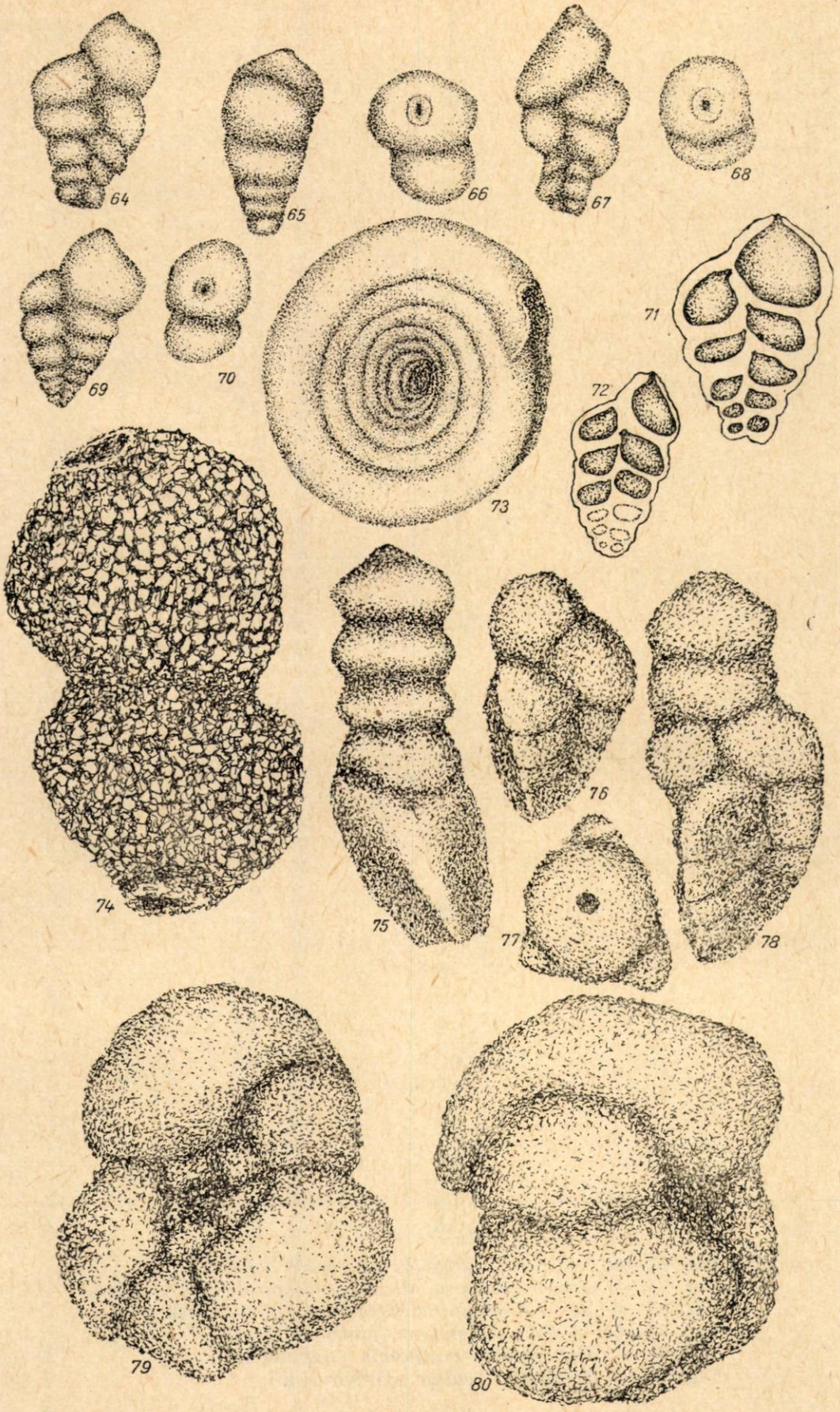
Fig. 64—72. — *Siphotextularia minima* n. sp. (64—66,71 hollotypus; 67—70,72 paratypus; 71—72, exemplare privite în glicerină).

Fig. 73. — *Ammodiscus involens* (Reuss).

Fig. 74. — *Reophax splendidus* Grzybowski.

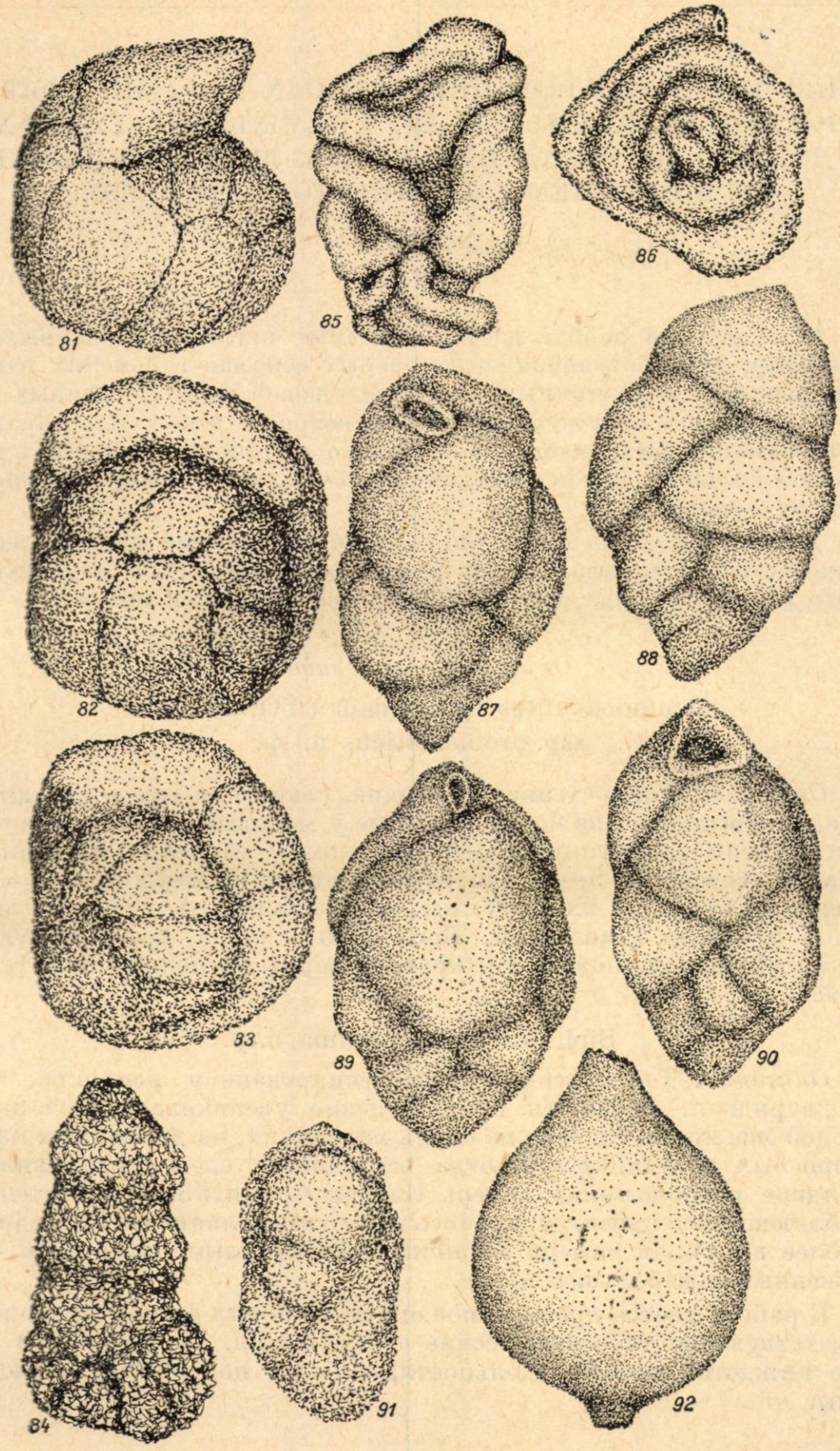
Fig. 75—78. — *Pseudogaudryinella capitosa serrulata* (Cushman).

Fig. 79 și 80. — *Trochammina carpenteri* Grzybowski.


64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80

PLANȘA VI

Fig. 81—83. — *Plectorecurvoides alternans* Noth.
Fig. 84. — *Ammobaculites* sp. cf. *A. pseudospirale* (Williamson).
Fig. 85 și 86. — *Glomospira irregularis* (Grzybowski).
Fig. 87—90. — *Uvigerinammina jankoi* Majzon.
Fig. 91. — „*Gaudryina*" *coniformis* Grzybowski.
Fig. 92. — *Hormosina ovulum* (Grzybowski).


81
85
86
82
87
88
33
89
90
84
91
92

ИЗУЧЕНИЕ АГГЛЮТИНИРОВАННЫХ ФОРАМИНИФЕР, РАСПРОСТРАНЕННЫХ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ГЛИНАХ ПО ДОЛИНЕ ВАЛЯ-САДОВЕЙ (КЫМПУЛУНГ-МОЛДОВЕНЕСК) И В ВЕРХНЕМ БАССЕЙНЕ ДОЛИНЫ БУЗЭУ

РЕЗЮМЕ

В настоящей работе дается описание агглютинированных фораминифер, распространенных в красных сеноман-туронских глинах, обнажающихся в различных точках флишевой зоны Восточных Карпат. В результате обсуждения вопроса возраста этой столь характерной ассоциации выводится заключение о ее принадлежности, в подавляющем большинстве исследованных точек, к верхнему сеноману — нижнему турону.

Далее даётся описание и приводятся фотоснимки микропалеонтологического материала, а также и диагностическое определение нового вида и подвида, и устанавливается их nomen novum.

Описание новых видов:

Ammobaculites agglutinans (d'Orb.), 1840
ssp. problematicus n.ssp.

Описание: Тонкостенная раковина, слабо или грубо агглютинированная, состоящая из камер, которые у молодых экземпляров отличаются узким планиспиральным завитком. У взрослых экземпляров раковина состоит из 5—12 однорядных камер. Размеры камер растут постепенно, контуры их округлые, слегка выпуклые , шовные линии прямые и слегка вдавленные. Последняя камера более выпуклая, слегка удлиненная, а отверстие круглой формы расположено на короткой шейке.

Siphotextularia minima n.sp.

Описание: Тонкостенная агглютинированная раковина, гладкая, двурядная, состоящая из постепенно увеличивающихся камер. Молодой экземпляр состоит из очень маленьких, но двурядных камер. У взрослых экземпляров иногда встречается слегка неправильное двурядное расположение камер. Камеры — выпуклые, с постепенно углубляющимися прямыми или косыми шовными линиями. Последняя и наиболее выпуклая камера заканчивается круглым отверстием, расположенным на небольшой шейке.

В работе дается пространное описание новых форм и приводятся соответствующие таксономические соображения. Также дается описание каждого вида в отдельности, с более подробным описанием формы.

THE STUDY OF ARENACEOUS FORAMINIFERA FROM THE UPPER CRETACEOUS CLAYS IN THE SADOVA VALLEY (CÎMPULUNG-MOLDOVENESC) AND UPPER BASIN OF THE RIVER BUZĂU

ABSTRACT

The object of this paper is a characteristic microfaunal association consisting of agglutinant foraminifera. Such association was found in different points of the inner zone of the Eastern Carpathians, i.e. Sadova Valley, Prisaca, Runcu and Stulpicani in the Suceava region, Scărdoasa Valley, Hărcăoaia Valley, Brădet Hill and brook Feti in the upper basin of the river Buzău (Braşov region). Foraminiferal fauna consists of 38 species, belonging to 24 genera and 10 families. Out of these, a new species and variety is hereafter described.

Ammobaculites agglutinans (d'Orb.), 1840 ssp. *problematicus* n. ssp.

Description : Free test, fine or slight coarse arenaceous, shaped in chambers which at their younger stage present tight planispiral rolling up; only the last turn could be observed prolonged by the adult stage-chambers (5—12) unrolled, straight or slight undulated. The chambers are gradually growing in size, have a circular outline, are slightly swollen and have straight junction lines, little depressed. The last chamber a little more globular, somewhat longer, carries its circular aperture on a short neck.

Siphotextularia minima n. sp.

Description : Fine arenaceous test, shaped in chambers gradually growing. The young stage is formed by a reduced number of chambers biserial. The adult stage, typically biserial, presents sometimes alternating chambers irregularly disposed. As they approach the adult stage, the chambers have a more globular character, have deeper junction lines, slightly sloping or straight. The last chamber and the most globular one carries its circular aperture centrally disposed on a short neck.

Following the data of the literature, one reaches the conclusion of the Polish research-workers, who attribute to this association the Upper-Cenomanian — Lower Turonian age.

BIBLIOGRAFIE

1. BERTHELIN M., *Mémoire sur les foraminiféres fossiles de l'étage Albien de Montclev (Doubs)*, Mém. Soc. géol. Fr., seria a II-a, 1880, **I**, *V*.
2. BUKOWY S. i GEROCH S., *O wieka zlepiencow cyzolykowych w kpukelu Wielkiw*, Rocz, Popl. Tow. Geol., 1957, **XXVI**, *4*.
3. CUSHMAN J. A., *A monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean, Astrorhizidae and Lituolidae*, U. S. Nation. Mus., 1910, *71*.

4. CUSHMAN J. A., *A monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Astrorhizidae and Lituolidae.* II. *Textulariidae*, U. S. Nation. Mus., 1911, *71.*
5. — *Foraminifera of the Atlantic Ocean.* I. *Astrorhizidae*, U. S. Nation. Mus., 1918, *104.*
6. — *Foraminifera of the Atlantic Ocean.* II. *Lituolidae*, U. S. Nation. Mus., 1920, *104.*
7. — *Foraminifera of the Atlantic Ocean.* III. *Textulariidae*, U. S. Nation. Mus., 1922, *104.*
8. — *Foraminifera of the Phillippines and adjacent seas*, U. S. Nation. Mus., 1921, *100.*
9. CUSHMAN J. A. a. JARVIS P. W., *Upper Cretaceous Foraminifera from Trinidad, B. W.*, Proceeding U. S. Nation. Mus., 1932, **80**, *14.*
10. CUSHMAN J. A., *A monograph of the Foraminiferal family Valvulinidae*, Cush. Labor. Foram. Resch. spec. publ., 1937, *8.*
11. — *A monograph of the Foraminiferal family Verneuilinidae*, Cush. Labor. Foram. Resch. spec. publ., 1937, *7.*
12. — *A supplement to the monograph of the foraminiferal family Valvulinidae*, Cush. Labor. Foram. Resch., spec. publ., 1946, *8 A.*
13. — *A supplement to the monograph of the foraminiferal family Verneuilinidae*, Cush. Labor. Foram. Resch. spec. publ., 1947, *7 A.*
14. — *Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Costal region of the U. S. and adjacent areas*, Geol. Surv. Prof. Paper, 1946, *206.*
15. CUSHMAN J. A. a. RENTZ H., *The foraminiferal fauna of the Lizard Springs formation of Trinidad, B.W.I.* Cush. Labor. Foram. Resch. spec. publ., 1946, *18.*
16. D'ORBYGNY A., *Mémoire sur les foraminiféres de la Craie blanche du bassin de Paris*, Mém. soc. géol. Fr., 1840, *4.*
17. EGGER J. G., *Foraminiferen aus Meersgrundproben gelothet von 1874 bis 1876 von S. M. Sch. „Gazelle"*, Abh. k. bayer Ak. Wiss., 1893, **XVIII**, *II.*
18. FILIPESCU M. G. şi PANĂ I., *Vîrsta argilelor roşii de pe versantul estic al Ceahlăului şi poziţia tectonică a acestor depozite*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", seria şt. nat., *11*, 253.
19. FILIPESCU M. G., ŞOIGAN P. şi NEAGU T., *Poziţia geologică a marnelor roşii din flişul intern de la Gemenea şi Sadova, reg. Suceava*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1957, **II**, *3—4.*
20. FRANKE A., *Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord-und Mitteldeutschlands*, Abh. Preuss. Geol. Landens. N., 1928, *111.*
21. FREIDBERG W., *Otwornice waststw inoceramowych ocolicy Rzezawa i Debicy*, Rospr. Ak. Um. Krakow, seria B, 1902, *41.*
22. GEROCH S. i GRADZINSKI R., *Stratigrafia serii podslaskiej zyweckiego okna tektonicziego*, Rocz. Pol. Tow. Geol., 1955, **XXIV**, *1.*
23. GEROCH S., *Unigerinammina jankoi Majzon (formanifera) we fliszu karpat*, Rocz. Pol. Tow. Geol., 1951, **XXV**, *3.*
24. — *Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch*, Paläont. Z., 1959, **33**, *1/2*, 113.
25. GRZYBOWSKI J., *Otwornice czerwanych ilouz Wadowic*, Rozpd. Ak. Um. Krakow, seria a -2a, 1896, **10.**
26. — *Otwornice poklodow naftonisych okolicy Krosna*, Rozpd. Ak. Um. Keakow, seria a 2 a 1898, **33.**
27. — *Otwornice wzrstw inoceramowich okolocy Gorlic*, Rozpd. Ak. Um. Krakow, seria 3, tom. 1, 1901, **41.**
28. GLAESSNER M. F., *Studien über Foraminiferen aus der Kreide und Tertiär des Kaukasus*, Probl. of. Paleontolog., 1937, **II—III.**
29. HANTKEN H. M., *Die Fauna der Clavulina Szaboi-Schichten.* I. *Foraminiferen*, Mitt. Ung. Geol. Anstalt., 1875, *4*, *1.*
30. HUSS F., *Stratigrafia jednostki weglowki na podstawie microfauny*, Act. geol. Pol., 1957, **VII**, *2.*
31. LISKOWA J., *Mikrofauna warstw z egzotykami z Bachowic*, Inst. geol. biulet. 131. badan geol. Karpat, 1959, **II.**
32. MORGIEL J., *Mikrofauna ilow Babickich*, Inst. geol. biulet. 131. bad. geol. Karpat, 1959, 112.
33. MAJZON L., *Beiträge zur Kenntniss einiger Flysch-Schichten des Karpathen-Vorlandes mit Rücksicht an die Globotruncanen*, Mitt. Jb. kgl. Ung. Geol. Anst., 1943, **37**, *1.*

34. МАСЛАКОВА Н. И., *Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений восточных Карпат*, Материал по биостратиграф. западных областей Украинской ССР, Москва, 1955.
35. МЯТЛЮК Е. В., *Стратиграфия флишевых осадков северных Карпат в свете данных фауны фораминиферы*, Микрофауна СССР (ВНИГРИ), Н. сер., 1950, *51*.
36. POPESCU GR., *Contribuţii la stratigrafia flişului cretacic dintre V. Prahovei şi V. Buzăului cu privire specială asupra V. Teleajenului*, Stud. şi cercet. geol., 1958, **III**, *3—4*.
37. POKORNY V., *Zakady zoologiko micropaleontologie*, Zakad. Ak. ved., Praha, 1954.
38. REUSS A., *Neue Foraminiferen aus den Schiechten des Österreichischen Tertiärbeckens*, Denschk. Ak. Wiss. Wien, 1850.
39. SIGAL J., *Les Foraminifères*, in PIVETAU J., *Traité de Paléontologie*, Paris, 1952, **1**.
40. СУББОТИНА Н. Н., *Микрофауна и стратиграфия эльбурнского горизонта и горизонта горячего ключа*, Микрофауна СССР (ВНИГРИ), Н. сер., 1950, **IV**, *51*.
41. TOKARSKI A., *Tufity w prezkrojach Karpat Jusielskich*, Act. geol. Pol., 1957, **VII**, *2*.

CONTRIBUȚII LA PETROGRAFIA TUFULUI DE GHIRIȘ

DE

IOAN MÎRZA

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 10 noiembrie 1961

Studiul petrografic al tufurilor este de o importanță deosebită atît din punct de vedere științific, cît mai ales din punct de vedere practic. În ultimii ani — ca urmare a hotărîrilor Partidului și Guvernului — se înregistrează un ritm accentuat în ceea ce privește construcțiile de locuințe pentru oamenii muncii, fapt care atrage după sine o nevoie crescîndă de piatră naturală, ieftină și de calitate bună. Cum tufurile vulcanice este în general o rocă foarte căutată în construcții și cum în Cîmpia Transilvaniei — unde se simte lipsa pietrelor de construcții — această rocă este destul de răspîndită, am început studiul tufurilor cu orizontul tufului de Ghiriș (care după cum se știe, are o largă răspîndire în Bazinul Transilvaniei), urmărindu-l de la Ghiolț aproape de Someșul Mic, pînă la Hădăreni pe Mureș și apoi la Uioara (Dealul Banța) (fig. 1).

Date petrografice cu caracter general asupra tufurilor din Transilvania, găsim în lucrarea de sinteză a lui A. K o c h (8) în care, alături de componenții mineralogici, sînt citate frecvente silicifieri, opalizări, remarcîndu-se structura hialină a tufurilor.

Studii mai amănunțite face J. S z á d e c z k y (13), la care nu apar denumirile orizonturilor de tuf, așa cum le cunoaștem azi (de exemplu tufurile de Hădăreni, tufurile de Ghiriș etc.); autorul face descrierea tufurilor dintr-o anumită regiune, pe orizonturi (orizontul I, II, III) fapt pentru care din expunerea lucrării este problematică identificarea tufului de Ghiriș.

Totuși, bazați pe localizare și pe descrierea petrografică, deducem că tufurile de Ghiriș aparține orizontului descris la N de comuna Căian, în care autorul determină la microscop: o masă fundamentală de sticlă vulcanică — care prin transformare și-a pierdut atît structura cît și

forma — în care se găsesc înglobate elemente de cuarț, muscovit și plagioclazi; în alte probe menționează și zircon.

O descriere petrografică succintă a tufului de Ghiriș, face Aug. Vancea (9), care determină la microscop o substanță fundamentală sticloasă de culoare brună-gălbuie cu începuturi de recristalizare în care apar granule de cuarț, feldspat plagioclaz cu incluziuni de apatit și zircon, biotit, muscovit, calcit și limonit, secundar.

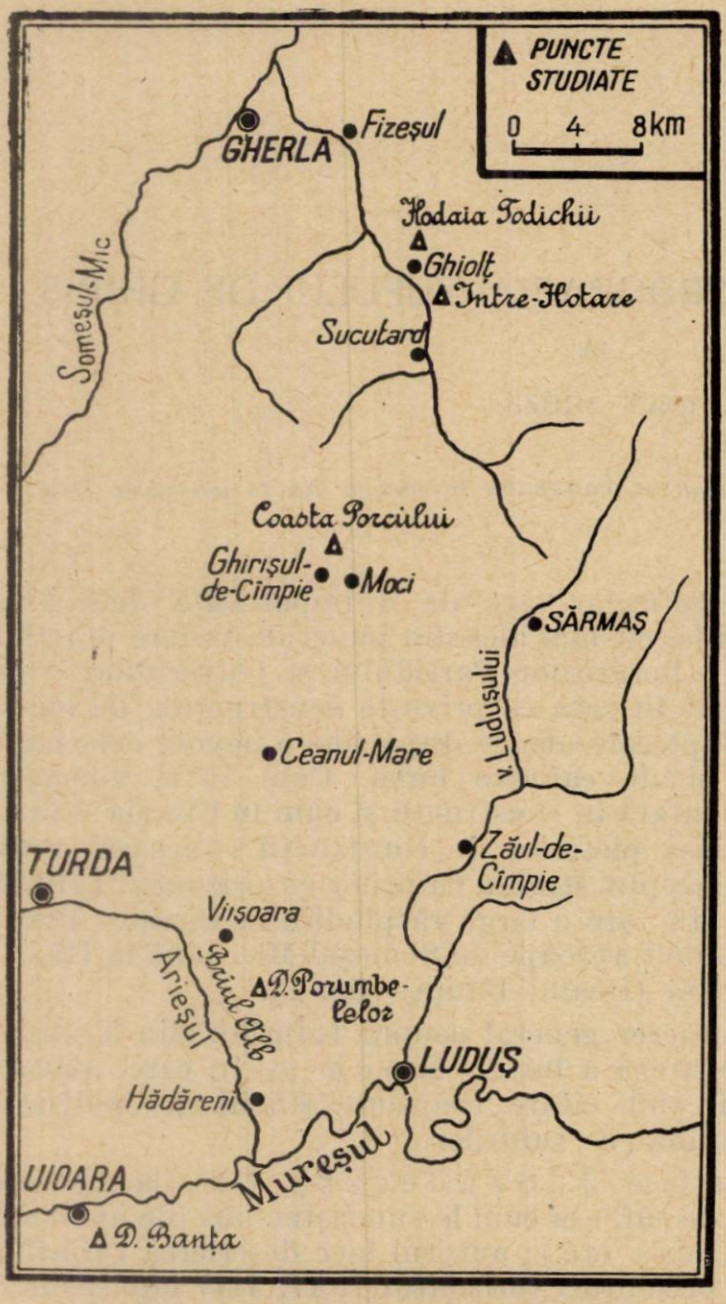


Fig. 1. — Schița regiunii cercetate.

Ion Grigore (7) amintește că tufuł de Ghiriș este constituit dintr-o masă verzuie-gălbuie sticloasă în care se observă: cuarț, plagioclaz, zircon, biotit, muscovit, calcit și foraminifere.

Din observațiile de teren în punctele cercetate, am constatat că tufuł de Ghiriș este alcătuit dintr-o suprapunere de mai multe strate de tuf și tufit, care în general se mențin (fig. 2). Grosimea orizontului de tuf variază în punctele cercetate de la 1,35 m (Ghiolț) la 6,62 m (Uioara). Atît în bază, cît și în acoperișul orizontului de tuf, se găsesc marne de culoare cenușie-albăstruie.

Întrucît tufuł de Ghiriș prezintă aproape peste tot în punctele cercetate, aceleași caracteristici macro- și microscopice, considerăm o repetare inutilă descrierea detaliată a tuturor profilelor în parte; de aceea ne vom rezuma la o descriere generală a petrografiei tufului, care va fi precedată de o localizare geografică, necesară pentru precizarea punctelor de unde au fost luate profilele în discuție. Localitățile cu punctele studiate sînt: Ghiolț, Ghiriș, Viișoara și Uioara.

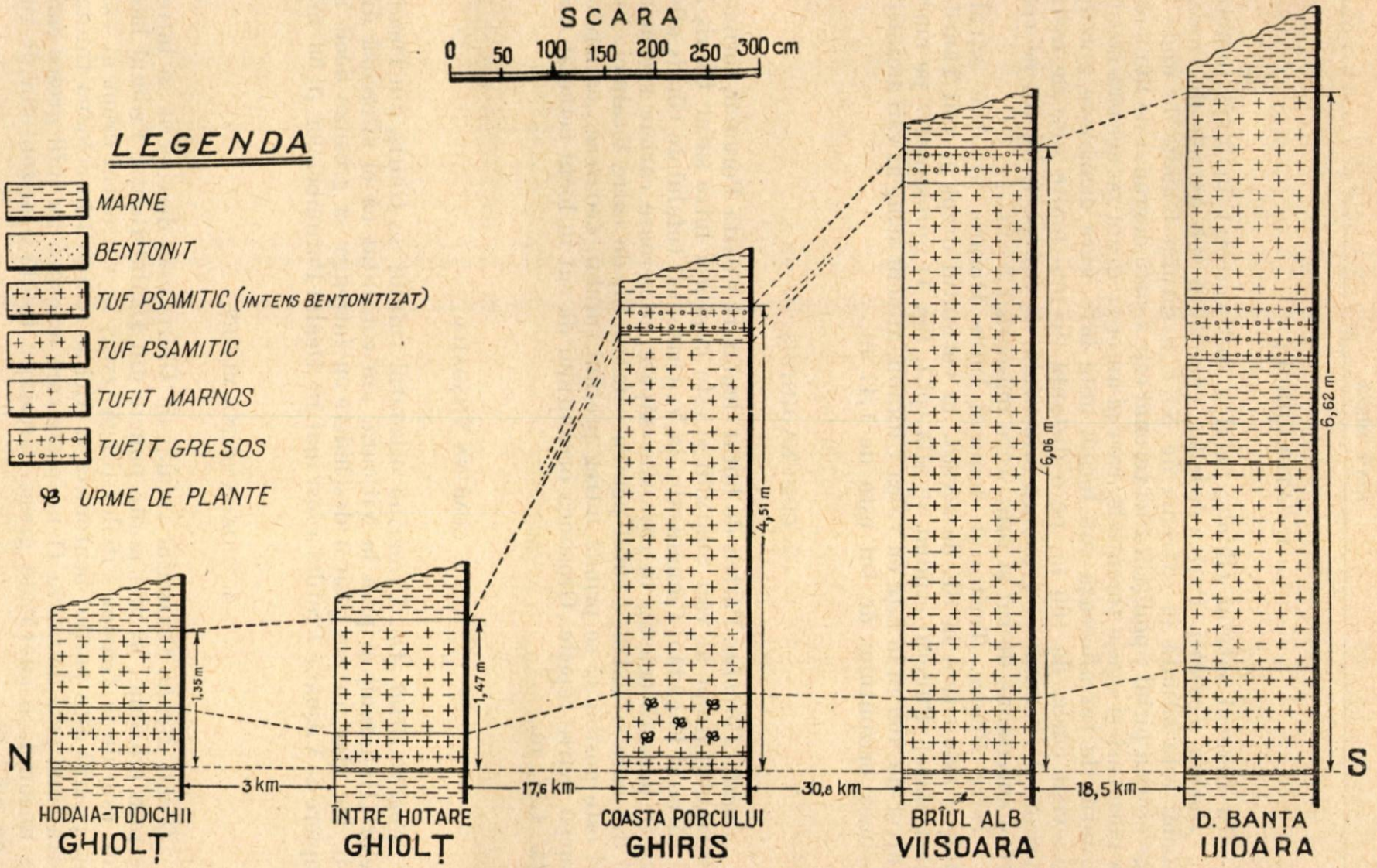


Fig. 2. — Coloanele stratigrafice ale tufului de Ghiriș în punctele cercetate.

1. SATUL GHIOLȚ

În hotarul satului Ghiolț, tuful a fost cercetat în două puncte:

Hodaia Todichii. Partea de hotar cunoscută sub numele de Hodaia Todichii este situată în extrema de NNE a satului Ghiolț, de unde își trage obîrșia pîrîul Spoiliștii. Aici terenul este foarte degradat de numeroasele pornituri și ogașe torențiale, care și-au croit drum pe această coastă. Orizontul de tuf aflorează sub forma unui brîu, care urmărește aproape consecvent curba de 400 m, pe o distanță de mai multe sute de metri. Din profilul executat pe grosimea orizontului de tuf (pl. I, fig. 3), se constată o succesiune de tuf și tufit, care măsoară 1,35 m.

Între Hotare. Teritoriul denumit Între Hotare, aparține satului Ghiolț și este situat la SE de acesta, în versantul drept al văii Tăurilor (Valea Mare). Punctul studiat se află (pl.I, fig. 4) aproximativ pe curba de nivel de 400 m în față cu valea Uitășului, afluent stîng al văii amintite. Grosimea orizontului de tuf este de 1,47 m.

2. COMUNA GHIRIȘ

Coasta Porcului. Partea de hotar denumită Coasta Porcului, formează versantul drept al văii Suatului și este cuprinsă între satul Ghiriș la E și cătunul Făgădăul-Cămărașului la V. Orizontul tufului de Ghiriș aflorează în această coastă, în care sînt săpate numeroase cariere rudimentare din care se extrage tuful pentru construcții, de către localnici. Rareori este posibil să se prindă întreg profilul tufului, deoarece „carierele" se surpă foarte repede. Grosimea orizontului de tuf în locul cercetat măsoară 4,51 m.

3. COMUNA VIIȘOARA

Coasta Brîul Alb. Urmărind orizontul tufului de Ghiriș, din Dealul Fețelor (Hădăreni) și pînă la Viișoara, am constatat că el aflorează din loc în loc, dar nu am găsit o deschidere cu întreaga sa grosime decît în apropiere de Viișoara. Profilul a fost luat în Dealul Porumbelelor (6,06 m).

4. UIOARA (OCNA-MUREȘ)

Dealul Banța. Orizontul tufului de Ghiriș este descoperit în întregime prin eroziune, în mai multe puncte din Dealul Banța. Profilul luat de noi este de la Groapa-Vițeilor (lîngă izvor) în versantul drept al văii Banța; tuful este parțial bentonitizat. Aici se remarcă în coloana tufului un strat mai gros de marne (1 m) peste care urmează un tufit gresos care trece uneori la o adevărată gresie. Grosimea totală a orizontului de tuf este de 6,62 m.

Atît în bază, cît și în acoperișul orizontului de tuf — în toate punctele cercetate — se găsesc marne. Astfel încadrat, orizontul tufului de Ghiriș are următoarea succesiune litologică și componență petrografică.

M a r n e. La baza orizontului de tuf, se găsesc marne compacte, de culoare cenușie-albăstruie sau cenușie-gălbuie cînd sînt nisipoase. Ele sînt dispuse în strate ce ating 5 cm grosime (rar mai mult); foarte adesea apar în stratulețe subțiri de marne foioase. Ca resturi organice se găsesc în cuprinsul lor urme de plante ierboase și mai rar lemnoase — incarbonizate — indeterminabile și foarte rare exemplare de *Ervilia* și *Abra* forme care se întîlnesc ceva mai frecvent în porțiunea de circa 2—5 cm, imediat de sub tuf, și mai cu seamă în nivelul fosilifer din baza tufului. La Viișoara, în marnele de sub tuf, am observat la microscop resturi de *Pinnularia*. La contactul marnelor cu tuful și la 2—3 cm în marne se găsesc numeroase concrețiuni fero-manganoase, simple sau îngemănate, foarte reduse ca dimensiuni, cele mai mari avînd 2 mm diametru. Din analizele microscopice reiese că concreționarea s-a produs foarte adesea în jurul unor granule de cuarț sau feldspat, care au servit drept centru de concreționare. Prezența acestor produși epigenetici la baza tufului — în toate punctele cercetate, fără excepție — dovedesc un intens proces de transformări secundare care au avut și au loc în masa tufului, de unde oxizii fero-manganoși au fost levigați.

Microscopic, marna evidențiază o structură criptocristalină (pl. I, fig. 5) și textură stratificată. Mineralele componente observate sînt: muscovitul — principalul component al rocii — dispus stratiform, în foițe foarte fine de 0,003 × 0,06 mm, căruia i se asociază subordonat biotitul, de care se leagă procese de limonitizare și mai rar de cloritizare. Calcitul este în cantitate mare și prezintă agregate criptocristaline și mai rar noduli cu diametrul în jur de 0,10 mm. Agregatele de cristale formate de acești noduli au o dispoziție radiar fibroasă. Se mai observă rar, mici granule de feldspat și cuarț.

T u f u l p s a m i t i c. În bază, tuful de Ghiriș are un strat de tuf psamitic — intens bentonitizat — care începe printr-un pachet de bentonit propriu-zis, prezent în toate punctele cercetate. Bentonitul este de culoare cenușie-verzuie și are o grosime variabilă: 1—5 cm. Contactul bentonitului cu tuful psamitic — din care provine — este cînd plan, cînd neregulat (pl. III, fig. 12). La microscop se observă că este format dintr-o masă fundamentală de montmorillonit — evidențiat și de analizele termodiferențiale și röntgen — de culoare cenușie-verzuie, în care se află granule relicte de feldspat, însoțite adesea de mică, zircon și apatit (pl. I, fig. 6).

De la bentonit se face trecerea la tuful psamitic, care are o culoare albă-cenușie sau albă-gălbuie, uneori cu pete ruginii din cauza limonitizărilor. El se poate extrage sub formă de blocuri care după ce stau cîteva ore la soare încep să decrepite și să se transforme într-un material dezagregat cu aspect pămîntos-nisipos. Macroscopic se observă cristale de feldspat și biotit, prinse într-o masă pămîntoasă de culoare albă-cenușie.

La microscop, roca evidențiază structură tufogenă, fiind alcătuită aproape exclusiv din material piroclastic, și textură pseudofluidală dată

de cimentul montmorillonitic în care se observă următorii componenți minerali, descriși în ordinea frecvenței lor :

Feldspatul plagioclaz este componentul majoritar al rocii, fiind prezent în cristale idiomorfe și xenomorfe (pl. III, fig. 11). Examinînd mai multe cristale la măsuța Fedorov, au fost puși în evidență următorii termeni : andezin (maclat după 010), cu compoziție între 35 și 48% An ; oligoclaz (maclat după 010), cu compoziția 29% An. Menționăm că majoritatea cristalelor de plagioclazi sînt reprezentate prin andezin. Subordonat plagioclazului apare și ortoclazul. Majoritatea cristalelor variază ca dimensiuni în jur de 0,12 × 0,81 mm, iar cel mai mare cristal întîlnit măsoară 0,34 × 1,01 mm. Feldspatul este mineralul gazdă al incluziunilor de magnetit, zircon și apatit. În general, cristalele de apatit sînt orientate oblic față de direcția de alungire a feldspaților.

Ca produși de alterare pe seama feldspaților apar montmorillonitul (pl. II, fig. 7) sub formă de agregate fin lamelare, cu pleocroism ce variază de la oliv-verzui la verde-brun pentru n_γ și de la incolor la slab portocaliu pentru n_α ; de asemenea sericitul, cuarțina și mai rar coalinul, pus în evidență printr-o tulbureală a suprafețelor sau printr-o masă cu aspect pămîntos, cînd procesul este mai avansat.

Biotitul se prezintă în cristale lameiare-alungite, cu clivaj perfect, cu pleocroism galben-brun și culori de interferență ridicate ; mai apare în plăci brune slab pleocroice și fără clivaj, cînd este secționat perpendicular pe axul c. Biotitul are ca incluziuni cristale de zircon, iar ca procese de alterare se observă limonitizări, cloritizări și baueritizări ; extrem de rar se observă și lamele de muscovit.

Augitul se întîlnește sporadic în masa rocii și apare în cristale idiomorfe (pl. II, fig. 8), cu contur octogonal, clivaj perfect după două direcții, culoare brună-gălbuie, culori de interferență ridicate și extincție de 38°. Alături de augit și aproximativ în aceeași cantitate apare și hiperstenul (pl. III, fig. 9 și 10).

Incidental se întîlnește hornblendă bazaltică, cu pleocroism brun și brun-gălbui ; valoarea unghiului de extincție variază de la 7 la 9°.

Cuarțul se întîlnește foarte rar și prezintă cristale angulare, fracturate, cu extincție normală ; cel mai mare cristal întîlnit, măsoară 0,07 × 0,01 mm.

În masa rocii este prezentă de asemenea sticla vulcanică, de formă arcuită, aschioasă sau colțuroasă ; pe alocuri este parțial devitrificată, prezentînd cristalite sub formă de baculite și globulite.

Grosimea stratului descris și intensitatea gradului de bentonitizare, variază local. În cadrul acestui orizont, în Coasta Porcului la Ghiriș, se află un pachet de tuf alb, gros de 60 cm, dispus în plăci. Acest pachet este foarte bogat în resturi vegetale și prezintă o consistență apreciabilă, fapt pentru care se exploatează de către localnici și se întrebuințează în construcții. La microscop prezintă o structură vitroasă, masa fundamentală fiind alcătuită cu precădere din sticlă vulcanică, pe alocuri recristalizată. Componenții minerali sînt în general cei descriși anterior.

T u f i t m a r n o s. Peste tuful psamitic descris, urmează în continuare un tufit marnos de culoare cenușie, cu spărtură neregulată uneori

concoidală. În urma dezagregării aşchioase şi mai ales concoidale rezultă pseudoconcreţiuni de formă eliptică. Grosimea tufitului marnos variază, crescînd de la 77 cm la Hodaia Todichii, pînă la 5,40 m în Dealul Brîul Alb (Viişoara).

Roca este foarte fin stratificată şi prezintă pe alocuri o stratificaţie încrucişată, vizibilă atît macro- cît şi microscopic.

La microscop roca prezintă o structură tufitică, textură stratiformă şi fin încrucişată. În fondul sticlos-izotrop şi montmorillonitic — deoarece roca este parţial bentonitizată — apar următorii componenţi minerali:

Calcitul — principal component — care apare în agregate criptocristaline sau sub formă de mici noduli.

Cuarţul se prezintă în cristale xenomorfe cu extincţie normală şi ondulatorie, ceea ce denotă originea dublă a acestui mineral: vulcanică şi terigenă. Cristalele sînt ascuţite sau subangulare şi variază ca mărime în jur de 0,03 × 0,04 mm.

Feldspatul se observă sporadic şi prezintă adesea montmorillonitizări.

Tot sporadic mai apar: muscovitul în lamele fine, pe alocuri sericitizat; biotitul în lamele şi plăci de culoare brună-gălbuie, uneori cloritizat; zirconul în cristale idiomorfe cu habit prismatic (0,007 × 0,015 mm); incidental se află sticlă vulcanică, clorit, calcedonit şi limonit.

Spre partea superioară, tufitul marnos trece treptat la marne, iar în profilele de la Ghiriş, Viişoara şi Uioara îşi face apariţia un tufit cu caracter gresos, a cărui grosime creşte de asemenea de la nord la sud.

Roca este formată din: cuarţ de formă angulară, cu extincţie normală şi ondulatorie, foarte frecvent muscovit şi mai sporadic biotit, clorit, feldspat, apatit, zircon şi calcit. Roca acestui nivel este foarte rezistentă.

Ca şi culcuşul orizontului de tuf, sedimentele acoperitoare sînt formate din marne cenuşii, cu care se reinstalează sedimentarea materialului epiclastic. În aceste marne se întîlnesc, local, numeroase resturi de plante triturate şi foarte rar exemplare de *Abra* şi *Ervilia*. La suprafaţa rocii, apar bogate eflorescenţe de SO_4Ca.

Orizontul tufului de Ghiriş, în regiunea studiată, este adesea străbătut pe verticală de numeroase diaclaze, a căror lăţime variază de la cîţiva milimetri la 5 cm; ele se dispun fie în linie dreaptă, fie în zig-zag pe întreaga grosime a orizontului de tuf, aşa încît separă tufuul în blocuri prismatice. Fisurile sînt umplute cu ghips (Ghiriş) sau cruste de calcit (Ghiolţ).

Este interesant modul de aşezare a cristalelor în crustele de calcit. Pe pereţii fisurilor se dispun pături de calcit în grosime de cîţiva milimetri, peste care se suprapun cristale prismatice, aciculare, 1—2 cm lungime. Direcţia de dezvoltare a cristalelor este perpendiculară pe pereţii fisurilor. Acest mod de dispunere are loc pe ambii pereţi ai fisurilor. După aspect aceste cristale sînt foarte asemănătoare cu aragonitul, dar secţionate perpendicular pe direcţia de alungire a axului c, dau figura de interferenţă caracteristică mineralelor uniaxe, ceea ce dovedeşte că sînt cristale de calcit.

Din analizele petrografice reiese că tuful de Ghiriș este format din următoarele minerale primare enumerate în ordinea frecvenței lor : feldspat plagioclaz, subordonat ortoclaz, biotit, iar mai rar augit, hipersten, hornblendă bazaltică, precum și cuarț, apatit, zircon, magnetit, ultimele trei ca incluziuni ; este prezentă de asemenea în cantitate apreciabilă sticla vulcanică.

BENTONITIZAREA TUFULUI

Din observațiile de teren și din analiza microscopică a bentonitului, se constată că tuful de Ghiriș este antrenat în procesul de bentonitizare, mai intens la partea bazală — unde are pachetul de bentonit amintit, a cărui grosime variază de la 1 la 5 cm — și mai atenuat în partea superioară. Aceasta se datorește probabil faptului că marnele din baza orizontului de tuf constituie un pachet impermeabil care a favorizat formarea unui nivel acvifer, sau cel puțin acumularea și staționarea mai îndelungată a apei vadoase la baza tufului și, prin aceasta, menținerea unor condiții de diageneză mai active.

Bentonitizarea, respectiv montmorillonitizarea, are loc asupra sticlei vulcanice și chiar asupra feldspaților și probabil a micelor. Ca un argument deosebit care pledează pentru bentonitizarea tufului, relevăm prezența zirconului și apatitului, atît în tuful psamitic unde se găsesc ca incluziuni în feldspat și mică, cît și în cuprinsul pachetului de bentonit — din baza tufului — unde se găsesc prinse în masa montmorillonitică a acestuia. De aici concluzia că masa feldspaților și probabil a micelor în care zirconul și apatitul se găsesc ca incluziuni a fost montmorillonitizată.

M o n t m o r i l l o n i t u l. Se prezintă în agregate pîsloase sau fin lamelare (pl. I, fig. 6 ; pl. II, fig. 7), adesea îndoite și de culori de interferență scăzute : slab cenușie (gri), uneori cu o nuanță gălbuie. Proprietățile optice ale acestui mineral variază în funcție de conținutul în H_2O și îndeosebi în funcție de conținutul în Fe_2O_3 (22) ; policroismul (slab) variază cu direcția în cristal. Astfel în direcția lui n_α — în cazul nostru — variază de la incolor la slab portocaliu, iar în direcția lui n_γ de la oliv-verzui la verde-brun.

Din analizele și observațiile noastre presupunem că bentonitizarea are loc într-un mediu alcalin, provocat de dezagregarea alumino-silicaților sub acțiunea apei, prin procesul de hidroliză. În urma acestui proces, se pun în libertate cationii de Mg, Ca, Na, K sub formă de hidroxizi și eventual carbonați, care intensifică la rîndul lor procesul de dezagregare. În aceste condiții, datorită circulației apelor vadoase, hidroxizii (și eventual carbonații) sînt levigați proporțional cu solubilitatea lor. Acest fapt, este pus în evidență de analizele chimice (tabelul nr. 2) care arată o scădere a oxizilor, de la tuf la bentonit, după cum urmează : K_2O și Na_2O de 5 ori, CaO de 2 ori, iar Fe_2O_3 de 1,3 ori. Într-adevăr acest fapt se realizează. Ca dovadă, hidroxizii cei mai insolubili $Fe(OH)_3$ și $Mn(OH)_2$ îi găsim sub formă de concrețiuni fero-manganoase în marnele imediat de sub

Fig. 3. — Aflorimentul tufului de Ghiriș. Hodaia Todichii — Ghiolț.

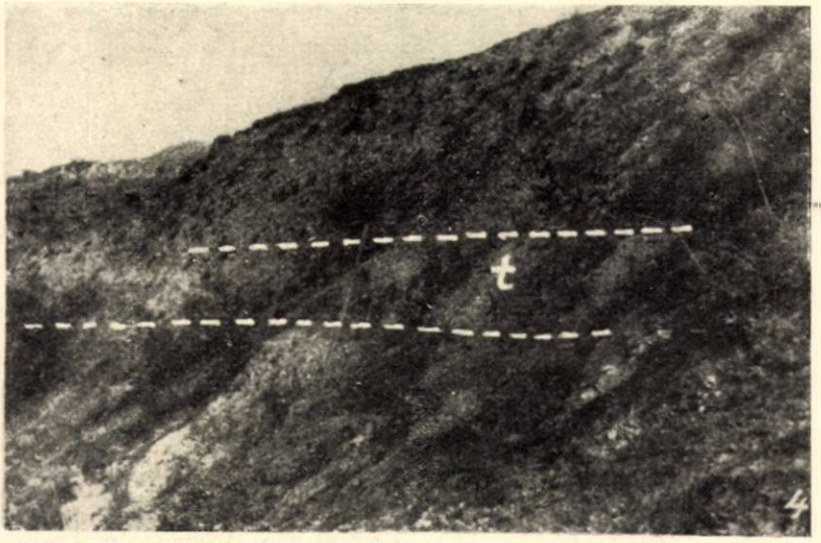


Fig. 4. — Aflorimentul tufului de Ghiriș (*t*). Între Hotare — Ghiolț.

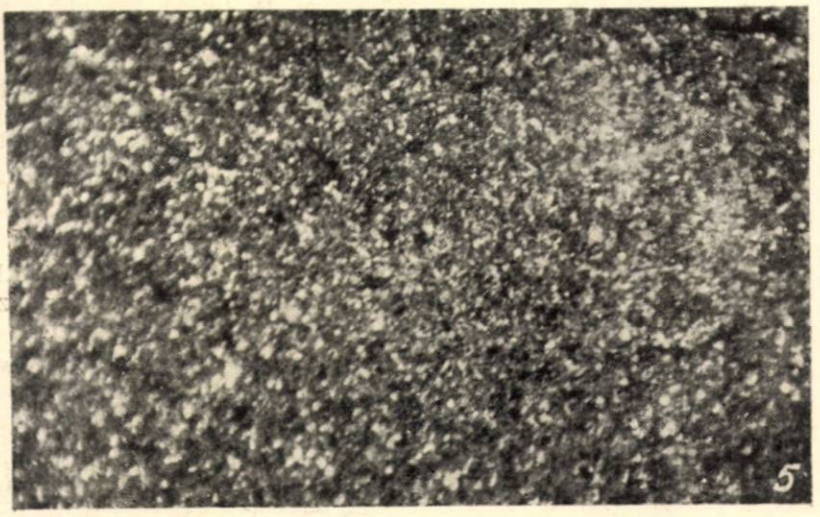


Fig. 5. — Marnă din baza tufului de Ghiriș (Hodaia Todichii — Ghiolț), cu o structură criptocristalină. Microfotografie mărită de 80×; cu analizator.

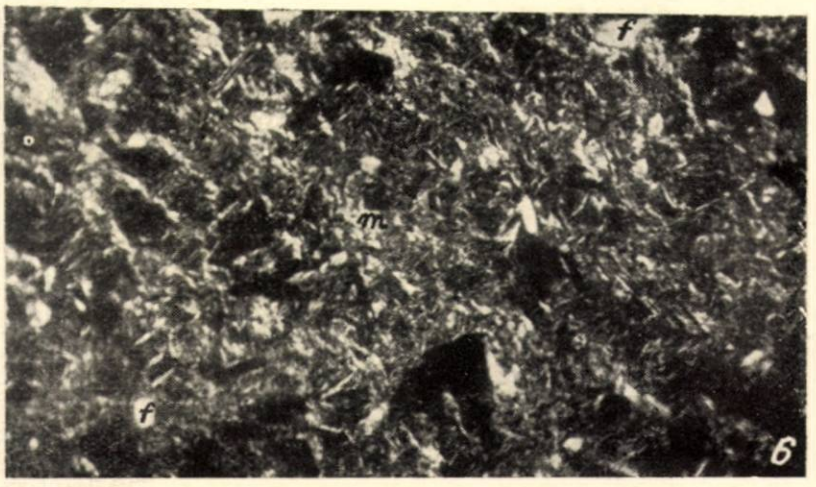


Fig. 6. — Bentonit (Ghiolț) constituit dintr-o masă montmorillonitică (*m*) în care apar relicte de feldspat (*f*) și cuarț. Microfotografie mărită de 80×; cu analizator.

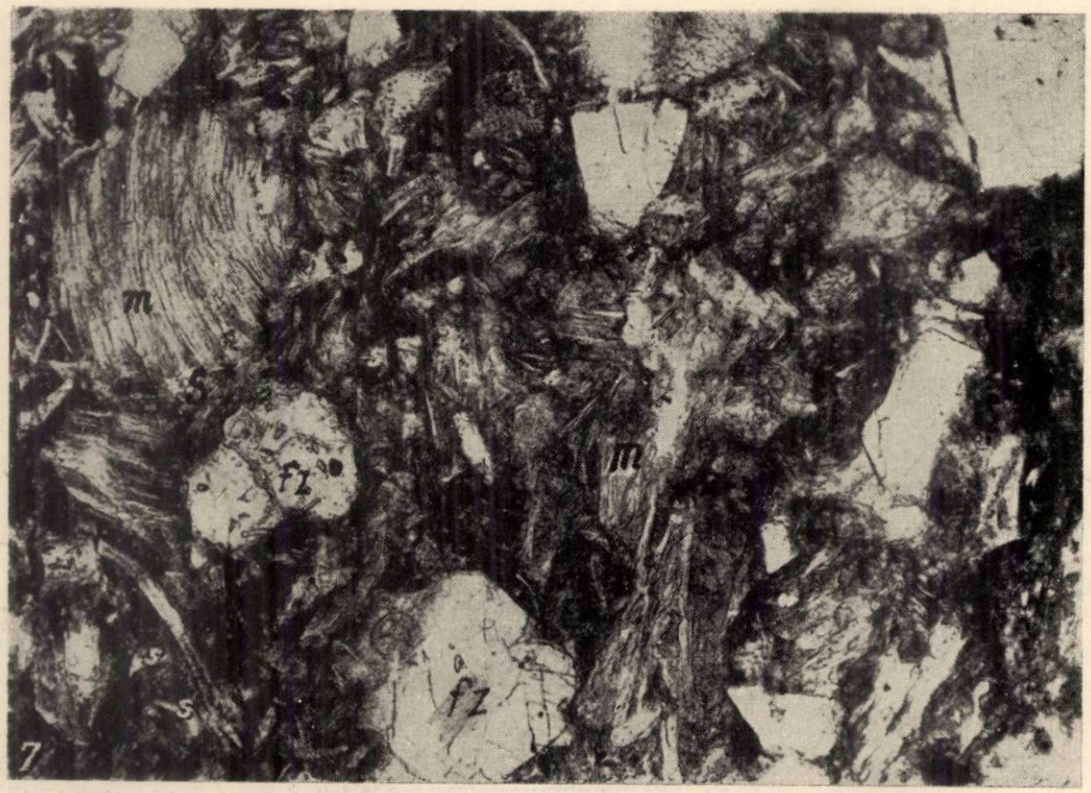


Fig. 7. — Tuf psamitic intens bentonitizat (Ghiriş). Componenţii : montmorillonit (*m*), feldspat cu incluziuni de zircon (*fz*) şi sticlă vulcanică (*s*). Microfotografie mărită de 120 × ; fără analizator.

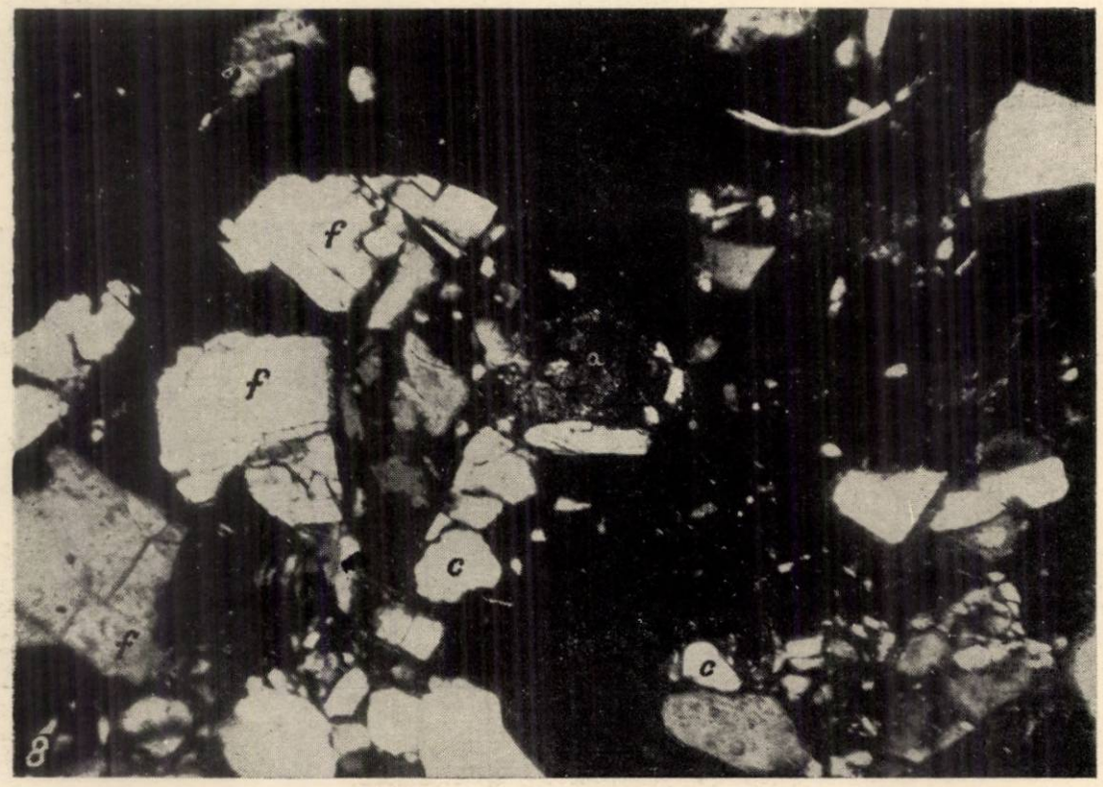


Fig. 8. — Tuf psamitic (Ghiriş). Componenţii : feldspat (*f*), augit (*a*) şi cuarţ (*c*). Microfotografie mărită de 120 × ; fără analizator.

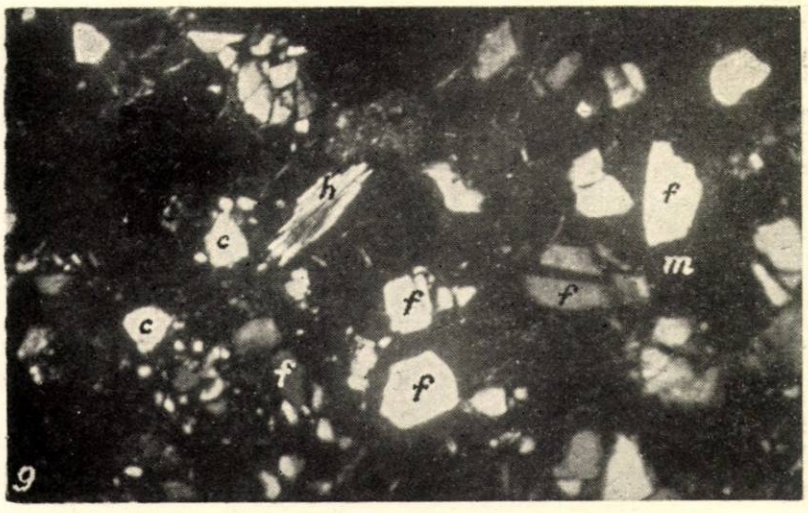


Fig. 9. și 10. — Tuf psamitic (Viișoara). În masa montmorillonitică (*m*) se observă : hipersten (*h*), feldspat (*f*), cuarț (*c*). Microfotografie mărită de 80 × ; cu analizator (fig. 9) și fără analizator (fig. 10).

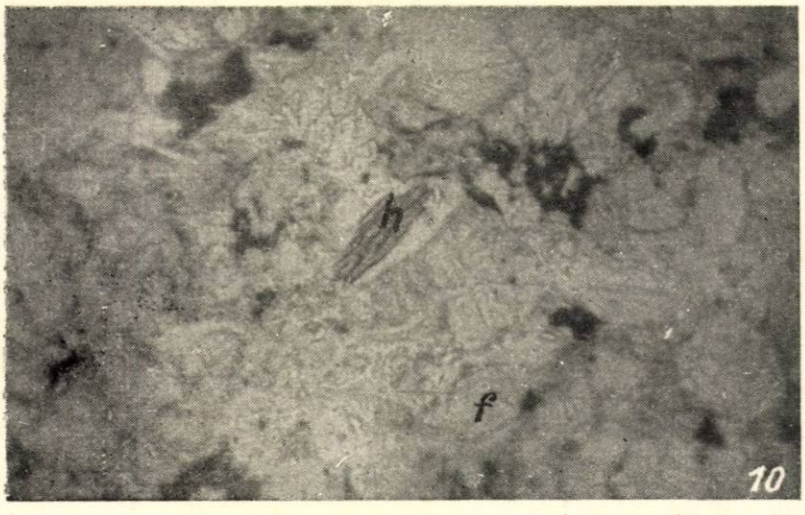


Fig. 11. — Tuf psamitic (Ghiriș). Se observă un înalt grad de fracturare a feldspatului (*f*) ; montmorillonit (*m*). Microfotografie mărită de 80 × ; cu analizator.

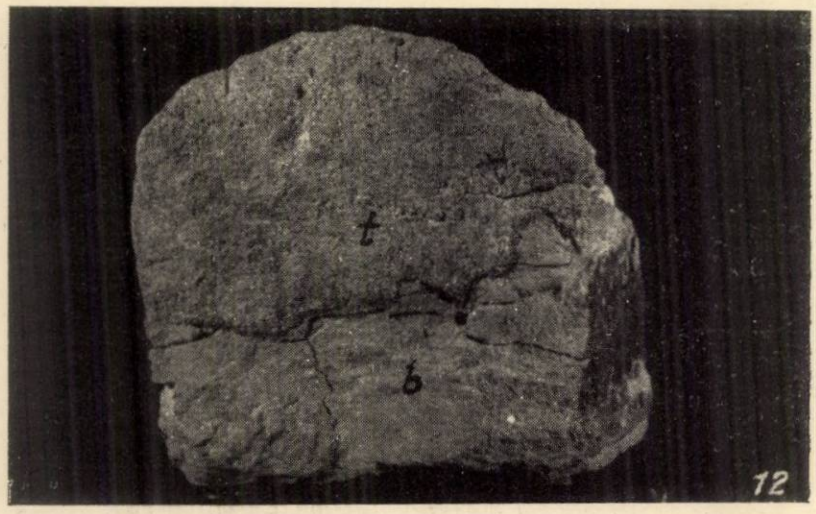


Fig. 12. — Contact neregulat între bentonit (*b*) și tuf(*t*). Ghiriș.

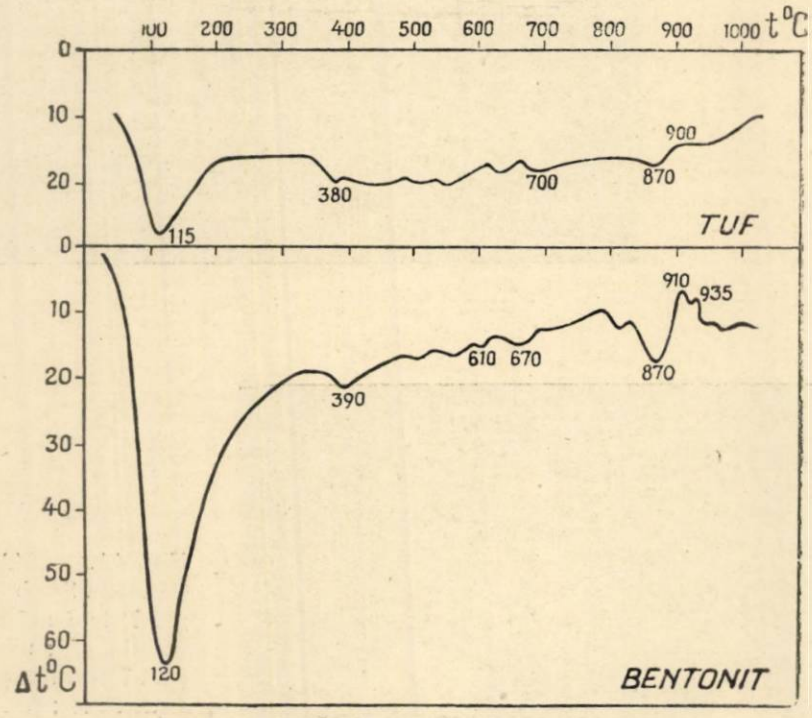


Fig. 13. — Curbe termodiferențiale.

bentonit, unde se acumulează; acești hidroxizi îi întîlnim și în zona de contact a bentonitului cu tuful.

Mg avînd un rol deosebit în procesul de montmorillonitizare nu este levigat, ci dimpotrivă se acumulează, crescînd de 2 ori față de cantitatea din tuf. Totodată se observă o îmbogățire a OH-ului de aproximativ 3 ori. Acest fapt confirmă pe deplin procesul de dezagregare.

Din analizele probelor noastre, rezultă că pH-ul tufului este de 8,8, iar pH-ul bentonitului de 8,0. Tuful are un pH mai ridicat, deoarece procesul de bentonitizare este într-un stadiu incipient, în care are loc dezagregarea componenților rocii, prin punerea în libertate a hidroxizilor și eventual carbonaților care nu au fost levigați.

Pentru a avea dovezi edificatoare asupra genezei bentonitului și asupra compoziției mineralogice a acestuia, am efectuat analize termodiferențiale și analize röntgen.

Analiza termodiferențială. Prin natura ei sensibilă această analiză evidențiază în mod convingător prezența montmorillonitului atît în bentonit (endotermele 120°, 670°, 870° și exotermul 910°) cît și în tuf (endotermele 115°, 700°, 870° și exotermul 900°), (fig. 13). Alături de acestea se mai observă slabe efecte endoterme la 380° pentru tuf și la 390°C pentru bentonit care probabil reprezintă gibbsitul.

Analiza röntgen. Am efectuat două röntgenograme, una din bentonitul brut (Ghiolț) și alta din fracțiunea a 4-a (cea mai fină) de bentonit, separată prin levigare la aparatul Kopecky. Dăm în tabelul nr. 1 valorile raportului d/n exprimate în Å și intensitățile relative ale reflexelor obținute, comparativ cu alte analize din literatură, executate pe montmorillonit pur.

Datele röntgen pun în evidență, prin reflexe caracteristice, prezența montmorillonitului atît în proba levigată, cît și în bentonitul brut.

Din analizele microscopice și chimice, din analizele termodiferențiale și röntgen conchidem că: orizontul tufului de Ghiriș — din regiunea cercetată — este în majoritatea cazurilor antrenat în procesul de bentonitizare, că acest proces se produce treptat în cuprinsul tufului, începînd din partea inferioară spre partea superioară și că montmorillonitul este principalul component al bentonitului, rezultat pe cale epigenetică.

ANALIZA CHIMICĂ

În laboratorul Catedrei de mineralogie au fost executate, de către Lucreția Ghergariu, două analize chimice, una din tuful psamitic iar alta din bentonitul produs diagenetic pe seama acestuia. Probele au fost luate din locul numit Între Hotare (Ghiolț) și rezultatul lor este dat în tabelul nr. 2.

În interpretarea datelor, avem în vedere numai valorile recalculate fără apa higroscopică, întrucît, prezența ei este incidentală în rocă și variază cantitativ în funcție de condițiile climatice.

Tabelul nr. 1

Bentonit (Ghiolț)			Montmorillonit						
brut	fracțiunea a 4-a		după E. Stoicovici și colab. (12)		după E. Maegdefrau și U. Hofmann (10) uscat pe P_2O_5			după Mac Ewan (citat după (4))	
d/n	I	d/n	I	d*)	I	d	I	d	I
12,80	s	19,13	fi	14,08	fi	11,88	ffi		
9,09	s								
7,52	s								
6,57	s								
4,51	fi	4,51	fi	4,45	ffi	4,49	fi	4,60	fi
4,27	i								
4,02	ffi								
3,47	i								
3,34	ffi								
3,20	fi	3,24	i						
2,983	i			2,94	i	2,97	i/s		
2,803	fs								
2,673	ffs								
2,545	fi	2,598	fi	2,55	i	2,59	i	2,55	i
2,448	i/s	2,318	ffs	2,47	fi				
				2,40	i				
				2,23	i	2,24	fs	2,217	fs
2,113	fs	2,161	fs						
2,006	ffs			2,00	i				
1,949	ffs	1,973	fs						
1,820	fs	1,808	ffs	1,80	s				
1,690	s	1,694	s	1,677	i	1,70	i/s	1,689	i/s
1,599	fs								
1,538	fs								
1,502	fi	1,505	fi	1,49	fi	1,49	fi	1,489	fi
1,453	ffs								
1,420	ffs	1,433	ffs						
1,373	s	1,373	fs						
1,347	s								
1,289	s	1,301	i/s	1,293	i	1,30	s	1,286	i/s
1,256	fs	1,260	fs	1,235	i	1,24	s	1,241	i/s
				1,115	fs	1,12	ffs	1,118	fs
				1,020	fs	1,03	ffs	1,027	fs
						0,98	fs	0,974	s
						0,86	fs	0,862	s

*). Valorile din literatură exprimate în d, reprezintă în realitate d/n.

Notă. ffi = foarte foarte intens; fi = foarte intens; i = intens; i/s = mijlociu; s = slab; fs = foarte slab; ffs = foarte foarte slab.

Tabelul nr. 2

Proba / Oxizi	Tuf		Bentonit	
	exprimat în %	recalculat fără H_2O higroscopică	exprimat în %	recalculat fără H_2O higroscopică
SiO_2	53,36	63,45	50,03	66,67
Al_2O_3	14,83	17,63	14,25	18,99
Fe_2O_3	5,85	6,96	4,13	5,53
FeO	0,12	0,14	—	—
MnO	0,07	0,08	—	—
MgO	0,29	0,34	0,53	0,70
CaO	4,32	5,14	2,08	2,77
Na_2O	2,29	2,73	0,47	0,62
K_2O	0,84	1,00		
P_2O_5	0,49	0,58	0,43	0,57
H_2O +	1,64	1,95	3,12	4,15
H_2O —	15,71	—	24,58	—
Total	99,81	100,00	99,62	100,00

Din datele de mai sus rezultă că tuful analizat are 63,45% SiO_2; comparînd această valoare cu cantitatea de SiO_2 din bentonit, observăm o creștere simțitoare în cazul ultimului, de unde concluzia că procesul de bentonitizare are loc cu o mărire a cantității de SiO_2. Întrucît analizele microscopice ne arată că tuful este intens bentonitizat, și cum acest proces este însoțit de o creștere a cantității de SiO_2, deducem că valoarea silicei din tuf nu exprimă cantitatea reală de silice pe care o avea roca nealterată, ci o valoare ceva mai ridicată. Această observație o considerăm necesară pentru a nu trage o concluzie greșită în ceea ce privește aciditatea tufului și astfel a denatura compoziția lui.

Din interpretarea analizelor mineralogice și chimice, rezultă că tuful de Ghiriș este un tuf andezitic cu biotit, hornblendă, hipersten și augit — cu o ușoară trecere spre o rocă mai acidă — și nu tuf dacitic cum este considerat în literatura de specialitate.

CONDIȚII DE SEDIMENTARE

Din observațiile de teren rezultă că orizontul tufului de Ghiriș are mici variații petrografice locale atît pe verticală cît și pe orizontală, dar, cu toate acestea, succesiunea diferitelor strate care compun orizontul tufului se păstrează peste tot în punctele cercetate, ceea ce înseamnă că, în general, condițiile de sedimentogeneză au fost aceleași.

După cum este și normal, mai întîi s-a depozitat materialul piroclastic mai grosier — probabil chiar în timpul activității vulcanice iar apoi a urmat materialul piroclastic mai fin căruia i s-au asociat și elementele terigene și de precipitație chimică (calcitul), care alcătuiesc împreună tufitul marnos și care indică, totodată, repaus sau sfîrșitul erupției vulcanice.

De la tufitul marnos, pe verticală, se trece treptat la marne care marchează sfîrșitul depunerii materialului piroclastic și reinstalarea condițiilor de sedimentare a materialului pelitic marnos.

În cuprinsul tufitului marnos și în marnele imediat de deasupra orizontului de tuf, apar uneori intercalații subțiri de tuf sau tufit, care ating o grosime de cîțiva milimetri sau centimetri. Acestea se datoresc fie unor pulsații mai timide, repetate de același aparat vulcanic — dovadă compoziția mineralogică — fie unui bogat transport de material cineritic de pe continent, sub acțiunea apelor curgătoare. În ultimul caz, materialul este mai eterogen atît ca origine cît și ca granulometrie.

Foarte adesea, în cadrul orizontului de tufit se întîlnește o stratificație fin încrucișată, ceea ce indică sedimentarea materialului într-o mare puțin adîncă și probabil agitată.

În general putem spune că sedimentarea tufului și în special a tufului psamitic — în contrast cu tufitul marnos — a fost de scurtă durată și foarte abundentă.

ORIGINEA TUFULUI

Asupra originii materialului piroclastic care a dat naștere orizonturilor de tuf din Bazinul Transilvaniei există două ipoteze, și anume: ipoteza vulcanismului continental, emisă și susținută de A. Koch, și ipoteza vulcanismului submarin, susținută de J. Szádeczky.

Nici pînă azi nu s-a clarificat această problemă deoarece lipsesc studiile geologice și petrografice de amănunt care să indice: vîrsta, răspîndirea și grosimea orizontului de tuf, variația granulometrică pe orizontală, componența mineralogică și analizele chimice, elemente pe baza cărora s-ar putea trage concluzii juste, privitoare la vulcanii de origine.

În studiile asupra Bazinului Transilvaniei, A. Koch este de părere că tufurile din Transilvania își au originea în exploziile vulcanilor de la marginea bazinului. Tot o origine terestră pentru tufurile din Transilvania, susține și Antonio Täuber, după a cărui părere, tufurile provin din eruptivul dacitic de Vlădeasa.

J. Szádeczky (13) combate originea terestră pentru majoritatea cineritelor din Transilvania — arată că erupțiile vulcanului Vlădeasa au avut loc ante-mediteran și chiar în cretacic — și lansează ideea originii submarine. După acest autor, materialul tufurilor miocene din Transilvania a rezultat în urma unor erupții vulcanice submarine, la care au lipsit atît scurgerile de lavă cît și mineralizările, erupții, care durează din miocenul inferior pînă în miocenul superior, adică un timp lung, dar cu pauze mari. Pentru argumentarea acestei ipoteze, autorul citează trei centre de erupție submarină, care ar fi: Dealul Lupului (Cojocna), Dealul Șurlău (Vișa) și un alt centru lîngă Suceag — Baciu, aproape de Cluj.

În timpurile mai recente, Ion Atanasiu (1) caută să coreleze cineritele din neogenul romînesc, cu erupțiile vulcanice corespunzătoare

lor şi arată că, datele sumare mineralogico-petrografice asupra tufului de Ghiriş „nu sînt suficiente pentru a recunoaşte adevărata sa natură" [1]) şi, în consecinţă, nu poate fi corelat cu vreo erupţie.

Ion Grigore (7) arată, de asemenea, că despre natura petrografică a tufului de Ghiriş sînt date puţine.

Părerea noastră este că, originea acestor tufuri trebuie căutată nu în erupţia unor vulcani submarini discutabili, ci în erupţiile vulcanilor continentali care au existat şi au activat din plin în neogen. Este greu să ne imaginăm că imensa cantitate de material piroclastic-cineritic, care a dat naştere orizonturilor de tuf a căror grosime atinge uneori zeci de metri, ar proveni din erupţii submarine care nu mai trădează nimic din aparatul lor vulcanic, care sînt lipsite complet de orice mărturii de natură vulcanogenetică şi a nu ne îndrepta atenţia asupra vulcanilor continentali, care după cum se ştie erau foarte activi şi încadrau în bună parte Bazinul Transilvaniei în perioada neogenă, adică atunci cînd de fapt s-au depus majoritatea orizonturilor de tuf din Transilvania. Menţionăm totuşi că, pentru elucidarea acestei probleme, se impune studiul tuturor orizonturilor de tuf, şi numai apoi se va putea trage o concluzie care să reflecte realitatea. Aceasta pentru că ar fi posibil, ca alături de cineritele de proveniență terestră, să existe şi cinerite ai căror vulcani generatori au acţionat submers.

Conducîndu-ne după principiul că, grosimea maximă a unui strat de tuf este în vecinătatea vulcanului care l-a generat şi ţinînd seama de faptul că grosimea tufului de Ghiriş creşte de la N la S (fig. 2) grosimea maximă găsită fiind la Uioara, sîntem determinaţi să ne îndreptăm atenţia asupra vulcanilor din Munţii Metaliferi şi asupra acelora din lanţul Gurghiu — Harghita, în special asupra Masivului Harghita.

După cum am văzut, analizele noastre, mineralogice şi chimice arată că tuful de Ghiriş este un tuf andezitic cu biotit, hornblendă şi piroxeni (hipersten-augit); deci originea materialului care a dat naştere acestui însemnat orizont de tuf, provine din erupţia explozivă a unui sau a unor — cum s-a exprimat prof. V. Lucca — vulcani continentali cu lavă de tip andezitic.

P. T. Ghiţulescu şi M. Socolescu (6) disting pentru neogenul din Munţii Apuseni patru faze de vulcanism, cu care nu am putut corela tuful de Ghiriş, fie din motive de vîrstă, fie din motive petrografice.

Din lucrările de specialitate asupra lanţului vulcanic Harghita, reiese că în întreg masivul predomină andezitele cu piroxeni. Astfel, I. Bányai (3) menţionează că „lava Muntelui Harghita de asemenea constă din andezit hipersten-augit" [2]), iar A. Koch (8) arată că în Harghita sînt mai răspîndite piroxen- andezitele iar — în cadrul acestora — andezitele cu hipersten şi augit formează masa principală a masivului.

Z. Török (16) remarcă caracterul andezitic al Masivului Harghita de sud, în care — spre deosebire de alţi cercetători — găseşte nu atît

1) p. 7.
2) p. 103.

produse explozive, cît scurgeri de lavă, între care deosebește două tipuri : tipul Luci, reprezentat prin andezit cu piroxeni (hipersten și augit), și tipul Cucu, reprezentat prin andezit cu hornblendă.

Din datele noastre de analiză și din literatura de specialitate rezultă, în general, o mare similitudine mineralogică, am putea spune consangvinitate, între tuful de Ghiriș și andezitul cu piroxeni (hipersten-augit) care este roca prototip a Masivului Harghita și care prezintă probabil natura cuptorului magmatic în care își are originea întregul masiv și, implicit, produsele lui explozive și efuzive.

De aceea, noi legăm originea tufului de Ghiriș, de vulcanii — sarmațieni inferiori — ai Masivului Harghita.

Ar fi foarte greu de stabilit aparatul sau sistemul vulcanic care a dat naștere cineritului de Ghiriș ; aceasta pentru că sînt necesare studii extrem de minuțioase care să confirme, pe baza a multiple analize, o identitate deplină între tuf și lava de origine.

În acest caz, se impune revizuirea vîrstei erupțiilor din Harghita, deoarece începutul vulcanismului — după cum reiese din aceste date — are loc în miocen și nu în pliocen cum se consideră.

Ca punct de sprijin de ordin stratigrafic pentru corelarea tufului de Ghiriș și vulcanismul din Harghita, aducem următoarele date :

— La S de satul Ghijasa-de-Sus — în apropiere de Agnita — apare un banc de tuf circa 15 m grosime, pe care Aug. Vancea (18), menționează că „îl considerăm a fi situat la limita inferioară a Sarmațianului" [1]).

— În regiunea Homorodului, I. Vitalis (20) semnalează existența unui orizont de tuf, gros de circa 20 m, pe care-l consideră ca fiind la baza sarmațianului.

— În regiunea Rupea — Sonea, tot Aug. Vancea (18) citează un orizont de tuf reper, de 20 m grosime — tuful de Cața — pe care-l paralelizează cu cel găsit de I. Vitalis și-l consideră de asemenea ca limită inferioară a sarmațianului.

În lipsa datelor petrografice, ne orientăm după poziția stratigrafică a orizontului de tuf mai sus-citat și presupunem că este vorba de corespondentul tufului de Ghiriș a cărui grosime este mai mare în apropierea Masivului Harghita.

Părerea noastră este că, nu numai originea tufului de Ghiriș, ci și originea altor tufuri din Bazinul Transilvaniei și chiar din regiunea extracarpatică trebuie căutată în lanțul eruptiv Călimani — Harghita. În acest scop, se impune imperios un studiu amplu și detaliat al tuturor orizonturilor de tuf din unitățile amintite. Pe baza datelor de teren (variația grosimii tufului, variația granulometrică pe orizontală, frecvența mineralelor grele) și prin compararea analizelor microscopice și chimice s-ar putea stabili locul de origine al cineritului. Aceasta ar servi totodată ca metodă indirectă — dar sigură — pentru determinarea vîrstei diferitelor faze de erupții neogene din „lanțul de foc" al Carpaților Orientali, asupra cărora încă nu s-a ajuns la un numitor comun, de altfel, prin metode directe este aproape imposibil de determinat vîrsta erupțiilor ante-pliocene din acest lanț vulcanic.

1) p. 169.

IMPORTANȚA PRACTICĂ A TUFULUI DE GHIRIȘ

După cum am arătat, ideea utilizării practice — în construcții — a tufului de Ghiriș ne-a condus la cercetarea acestuia.

Analizele petrografice ale tufului arată un proces relativ avansat de bentonitizare, fapt pentru care roca scoasă din strat se „deshidratează", decrepită și se dezagregă, motiv pentru care nu poate fi întrebuințată în construcții.

Totuși, în unele puncte cercetate tuful este mai rezistent; așa este nivelul de 60 cm de la Ghiriș, bogat în plante, care se exploatează de localnici, sau nivelul corespunzător acestuia, de 70 cm grosime de la Viișoara. După cum am observat pe teren, tuful de Ghiriș se exploatează de localnici și în hotarul satului Tîrgușor (Gherla), unde roca este relativ rezistentă. Întrucît intensitatea procesului de bentonitizare a tufului de Ghiriș variază local, rezultă că și calitatea tufului diferă de la o regiune la alta.

Importanța tufului de Ghiriș este deosebit de mare și în lucrările de foraj care se execută în bazin. Datorită faptului că prezintă o succesiune generală care se păstrează și mai ales datorită nivelului fosilifer de la bază, el poate fi relativ ușor recunoscut în carote.

O exploatare sistematică a tufului de Ghiriș — prin cariere — în regiunea cercetată nu prezintă rentabilitate, din cauza calităților tehnologice slabe ale tufului. Importanța practică continuă să aibă numai un interes strict local, și aceasta datorită unor orizonturi mai compacte și mai rezistente, așa cum este cazul celui de la Ghiriș din Coasta Porcului.

CONCLUZII

Stabilind coloana stratigrafică a orizontului tufului de Ghiriș în mai multe puncte situate pe o direcție generală nord-sud (pe o distanță de circa 70 km) se constată o mare uniformitate în ceea ce privește succesiunea stratelor care-l compun și totodată o creștere continuă în grosime de la nord (Ghiolț 1,35 m) la sud (Uioara 6,62 m).

Studiul microscopic și chimic precizează că tuful de Ghiriș nu este dacitic cum se considera pînă acum în literatura geologică, ci *andezitic cu biotit, hornblendă și hipersten-augit* (cu aciditate intermediară), care prezintă o foarte mare similitudine mineralogică — am putea spune consangvinitate — cu unele andezite din Harghita. De aceea considerăm originea cineritului ca provenind din erupțiile acestor vulcani în timpul sarmațianului inferior.

Întrucît orizontul de tuf este antrenat în majoritatea cazurilor în procesul de bentonitizare, roca are calități tehnologice inferioare și nu poate fi utilizată în construcții decît în cazuri izolate. Importanța practică a orizontului de tuf — din regiunea cercetată — se reduce la un interes strict local.

Catedra de geologie-mineralogie,
Facultatea de științe naturale-geografie,
Universitatea „Babeș-Bolyai", Cluj

К ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ ИССЛЕДОВАНИЮ ТУФОВ РАЙОНА ГИРИШ

РЕЗЮМЕ

Дается петрографическое описание туфов района Гириш, включенных среди миоценовых отложений Трансильвании, детально не изучавшихся до настоящего времени.

В результате исследования туфов, обнажающихся в местностях Гиолц, Гириш, Виишора и Уйоара, то есть на площади, заключенной между реками Сомешул Мик и Мурешом (на протяжении около 70 км), было установлено, что основание горизонта сложено туфом, а верхи его — туфитом, причем мощность горизонта растет по направлению с севера (1,35 м — около с. Гиолц) на юг (6,62 м — около с. Уйоара).

На основании данных минералогических и химических исследований автор считает, что эти туфы, ошибочно отнесенные в прошлом к дацитовым разновидностям, в действительности являются андезитовыми, содержащими биотит, гиперстен-авгит и роговую обманку, и несомненно родственны некоторым андезитам гор Харгита. На основании этих соображений автор считает туфы района Гириш продуктом нижнесарматских вулканических извержений в горах Харгита.

Автор рекомендует провести детальное петрографическое исследование как трансильванских, так и внекарпатских туфов, которые во многих случаях носят аналогичный характер как в целях определения петрографического характера, так и их происхождения.

Впоследствии описанные туфы претерпели процесс бентонизации, в результате превращения вулканического стекла в бентонит, полевых шпатов, а вероятно, и слюд — в монтмориллонит, вследствие чего эти туфы не представляют никакого практического значения в качестве строительного материала.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схема исследованного района.

Рис. 2. — Стратиграфические колонки туфа в исследованных участках около Гириш.

Таблица I

Рис. 3. — Обнажение туфа около с. Гириш (Ходая Тодикий-Гиолц).

Рис. 4. — Обнажение туфа около с. Гириш (*t*). Ынтре Хотаре, Гиолц.

Рис. 5. — Мергели в основании туфа Гириш (Ходая Тодикий-Гиолц) со скрытокристаллической структурой. Микроснимок с анализатором. 80 ×.

Рис. 6. — Бентонит (Гиолц), состоящий из монтмориллонитовой массы (*m*) с реликтами полевых шпатов (*f*) и кварца. Микроснимок с анализатором. 80 ×.

Таблица II

Рис. 7. — Псаммитовый туф, сильно бентонитизированный (Гириш). Компоненты: монтмориллонит (*m*), полевой шпат с вростками циркона (*fr*) и вулканическое стекло (*s*). Микроснимок без анализатора. 120 ×.

Рис. 8. — Псаммитовый туф (Гириш). Компоненты: полевой шпат (*f*), авгит (*a*) и кварц (*c*). Микроснимок без анализатора. 120 ×.

Таблица III

Рис. 9 и 10. — Псаммитовый туф (Виишоара). В монтмориллонитовой массе (*m*) наблюдаются следующие минералы: гиперстэн (*h*), полевой шпат (*f*), кварц (*c*). Микроснимок с анализатором (рис. 7) и без анализатора (рис. 8). 80 ×.

Рис. 11. — Псаммитовый туф (Гириш). Наблюдаются сильно трещиноватый полевой шпат (*f*) и монтмориллонит (*m*). Микроснимок с анализатором. 80 ×.

Рис. 12. — Невыдержанный контакт между бентонитом (*b*) и туфом (*t*). Гириш.

Рис. 13. — Кривые термодифференциации.

CONTRIBUTIONS À LA PÉTROGRAPHIE DU TUF DE GHIRIŞ

RÉSUMÉ

L'auteur s'occupe, dans ce travail, de l'étude pétrographique du tuf de Ghiriş — intercalé dans les dépôts miocènes de Transylvanie — qui n'a pas encore fait jusqu'à présent l'objet d'une étude plus détaillée.

En étudiant les profils du tuf dans les localités Ghiolţ, Ghiriş, Viişoara et Uioara, c'est-à-dire depuis le voisinage du Someşul-Mic jusqu'à Mureş (sur une distance d'environ 70 km) il constate que l'horizon est formé de tuf à sa base et de tuffite à sa partie supérieure et que son épaisseur varie du nord (1,35 m à Ghiolţ) au sud (6,62 m à Uioara).

Les analyses minéralogiques et chimiques ont permis à l'auteur de tirer la conclusion que le tuf de Ghiriş n'est pas un tuf dacitique — ainsi qu'il était considéré — mais un tuf andésitique à biotite, hypersthène-angite et hornblende, présentant un évident caractère de consanguinité avec les andésites des monts Harghita. Ceci le conduit à conclure que le tuf de Ghiriş provient des éruptions des volcans de la chaîne de Harghita — durant l'âge du sarmatien inférieur.

En outre, il recommande des études pétrographiques minutieuses, aussi bien des tufs de Transylvanie que des tufs rencontrés dans des régions extracarpatiques — ayant souvent la même origine — afin de pouvoir établir avec précision leur nature pétrographique et, implicitement, leur lieu d'origine.

Il montre enfin que le tuf este entraîné dans le processus de bentonitisation — dû à la transformation du verre volcanique des feldspaths et probablement des micas en montmorillonite — ce qui leur enlève toute importance économique en ce qui concerne leur emploi dans les constructions.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse de la région étudiée.
Fig. 2. — Colonnes stratigraphiques du tuf de Ghiriş dans les points étudiés.

Planche I

Fig. 3. — Affleurement du tuf de Ghiriş, Hodaia Todichii — Ghiolţ.
Fig. 4. — Affleurement du tuf de Ghiriş (*t*). Între Hotare — Ghiolţ.
Fig. 5. — Marne dans la base du tuf de Ghiriş (Hodaia Todichii — Ghiolţ), à structure crytocristalline. Microphotographie grossie 80 ×, avec analyseur.
Fig. 6. — Bentonite (Ghiolţ) constituée par une masse montmorillonitique (*m*) où apparaissent de reliquats de feldspath (*f*) et de quartz. Microphotographie grossie 80 × ; avec analyseur.

Planche II

Fig. 7. — Tuf psammitique fortement bentonitisé (Ghiriş). Composants : montmorillonnite (*m*), feldspath à inclusions de zircon (*fz*) et verre volcanique (*s*). Microphotographie grossie 120 × ; sans analyseur.
Fig. 8. — Tuf psammitique (Ghiriş). Composants : feldspath (*f*), angite (*a*) et quartz (*c*). Microphotographie grossie 120 × ; sans analyseur.

Planche III

Fig. 9 et 10. — Tuf psammitique (Viişoara). Dans la masse montmorillonitique, on observe : du hypersthène (*h*), du feldspath (*f*), du quartz (*o*), Microphotographie grossie 80 × ; avec (fig. 9) et sans analyseur (fig. 10).
Fig. 11. — Tuf psammitique (Ghiriş). On observe : du feldspath (*f*) fortement fracturé et de la montmorillonite (*m*). Microphotographie grossie 80 × ; avec analyseur.
Fig. 12. — Contact irrégulier entre la bentonite (*b*) et le tuf (*t*) (Ghiriş).
Fig. 13. — Courbes thermodifférentielles.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU ION, *Cineritele din neogenul romînesc şi vîrsta erupţiilor vulcanice corespunzătoare.* An. Com. geol., 1953, **XXV.**
2. ATHANASIU SAVA, *Asupra prezenţei cenuşelor andezitice în straturile sarmatice din partea de sud a Moldovei,* Dări de seamă Inst. geol., 1910, **II,** 106.
3. BÁNYAI I., *Studiul geologic asupra flancului de vest mijlociu al Munţelui Harghita,* Dări de seamă Inst. geol., 1921—1922, **X,** 94.
4. * * * *Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин,* Москва, 1955.
5. FÖLDVÁRI-VOGL MARIA, *The role of differential thermal analysis in mineralogy and geological prospecting,* Acta Geologica, 1958, **V,** *1.*
6. GHIŢULESCU P. T. et SOCOLESCU M., *Etude géologique et minier des Monts Métallifères,* An. Inst. geol., 1954, **XXI.**
7. GRIGORE I., *Studiul geologic şi petrografic asupra Munţilor Gurghiului,* Ed. ştiinţifică, Bucureşti, 1957.
8. KOCH A., *Az Erdélyrészi medencze harmadkori képzödményei Neogén csoport,* Budapesta, 1900.
9. LUCCA VALERIU, *Contribuţiuni la cunoaşterea materialului de proveniență a unor pămînturi decolorante din Romînia,* Anal. Min. din Romînia, 1940.
10. MAEGDEFRAU E. u. HOFMANN U., *Die Kristallstruktur des Montmorillonits,* Zeitschrift f. Krist., 1938, *98,* 299.
11. SELEGIAN V., *Erupţiile terţiare din Bazinul Transilvaniei,* Dări de seamă Inst. geol., 1919—1920, **VIII,** 109.

12. STOICOVICI E., LUKACS I. și STOICOVICI FL., *Contribuțiuni la cunoașterea caolinurilor și problema valorificării lor*, Stud. și cercet. de chimie, Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1957, **VIII**, *1—2*.
13. SZÁDECZKY GYULA, *Tufatanulmányok Erdélyben*: *I*, *II*, *III*, Muzeumi Füzetek, 1914, **II**, *2*; 1916, **III**, *2*; 1917, **IV**, *1*.
14. — *Munții vulcanici Hargita-Călimani*, Dări de seamă Inst. geol., 1927—1928, **XVI**, 52.
15. — *Munții ascunși din Nord-Vestul Transilvaniei*, Dări de seamă Inst. geol., 1924—1929, **XIII**, 36.
16. TÖRÖK ZOLTAN, *Problemele teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe*, Stud. și cercet. geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1956, **1**, *4*.
17. TREIBER IOAN, *Cercetări geologice în Munții Călimani și Harghita*, Dări de seamă Com. geol., 1952—1953, **XL**, 156.
18. VANCEA AUG., *Structura geologică a regiunii Soroștin-Agnita*, Rev. Muz. geol.-mineral. Univ. din Cluj, 1936, **VI**, *1—2*, 165.
19. — *Observațiuni geologice în regiunea de S-V a Câmpiei Ardelene*, Teză, Mediaș, 1929.
20. VITALIS I., *Données sur la structure géologique de la partie sud-est du Bassin de Transylvanie*, Publié en hongrois par le Ministère des Finances de Budapest, 1912, 223—228.
21. VOITEȘTI I. P., *Vîrsta dacitelor și amfibol-andezitelor din reg. Rodnei și în general din N Bazinului Transilvaniei*, Dări de seamă Inst. geol., 1929—1930, **XVIII**, 270.
22. ВИНКЕЛЛ А. Н. и ВИНКЕЛЛ Г., *Оптическая Минералогия*, Москва, 1953.

CHIMISMUL, DISTRIBUȚIA ȘI ROLUL ECONOMIC AL ROCILOR CARBONATICE JURASICE DIN DOBROGEA

DE

M. SAVUL
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.

A. MOVILEANU și GR. POP

Comunicare prezentată în ședința din 10 noiembrie 1961

CONSIDERAȚII GENERALE

Chimismul rocilor carbonatice constituie o problemă de geochimie care a fost luată în studiu în ultimii ani atît în Carpați cît și în Dobrogea.

În Dobrogea s-a studiat zona triasică (6), iar în lucrarea de față autorii prezintă în continuare studiul rocilor carbonatice jurasice.

În Dobrogea, la sud de linia tectonică Pecineaga — Camena fundamentul este constituit din șisturi verzi de vîrstă presiliuriană. În timpul bathonianului superior mișcările kimmerice au provocat invadarea acestei regiuni de către apele unei mări cu caracter epicontinental care au persistat pînă spre sfîrșitul jurasicului superior.

Depozitele jurasice se păstrează astăzi în structurile șisturilor verzi, fie sub formă de mase mari continue, fie sub formă de șiruri de petice.

Stratigrafia acestor depozite a preocupat încă de mult pe cercetători, între care mai ales pe I. S i m i o n e s c u (9). Studiile mai recente au adus precizări noi [1]) (5).

În cadrul depozitelor jurasice din Dobrogea s-a recunoscut următoarea succesiune stratigrafică :

Doggerul (bathonianul superior) este dispus transgresiv peste fundamentul de șisturi verzi și este constituit din microconglomerate și gresii

---

[1]) A. B ă r b u l e s c u, *Contribuții la studiul jurasicului de la Hîrșova-Tichilești*, 1958 (manuscris). D. P a t r u l i u s și colab., *Contribuții la studiul faunei neojurasice din valea Casimcea (Dobrogea centrală)*, 1958 (manuscris).

microconglomeratice cu elemente de cuarţ şi de şisturi verzi peste care urmează marne şi marne argiloase cenuşii sau gălbui cu lamellibranhiate, ale căror specii indică vîrsta bathonian superioară a acestei succesiuni litologice.

Bathonianul superior se întîlneşte la Tichileşti, în zona văii Casimcea etc., avînd grosimi variabile (sub 10 m).

Callovianul urmează în continuitate de sedimentare şi marchează o extindere a mării jurasice. Litologic este format din gresii calcaroase, calcare-gresoase, calcare-silicioase, calcare fine şi fin granulare, de culori cenuşii şi gălbui, dispuse în bancuri de diferite grosimi, uneori pînă la 4 m. Aceste depozite conţin numeroase concreţiuni silicioase care, mai ales spre partea inferioară, formează benzi pînă la 10 cm grosime la limita dintre strate.

Se întîlnesc în Dealul Baroi la nord de Hîrşova, la Tichileşti, în dealurile de lîngă Băltăgeşti şi în zona văii Casimcea.

Oxfordianul se dispune tot în continuitate de sedimentare, peste depozitele calloviene. Din punct de vedere litologic este reprezentat prin calcare fine şi fin granulare uneori spatice, calcare pesudo-oolitice, calcare slab dolomitice, dolomite slab calcaroase şi calcare marnoase. Toate acestea au stratificaţie bună sub formă de bancuri frecvent sub 1 m grosime. La alcătuirea litologică a acestui etaj participă şi calcare organogene cu aspect masiv (cariera de la Piatra, cariera Cechirgeaua).

În general calcarele sînt dure şi de culori care variază de la gălbui pînă la albe. Conţin frecvente forme de ammoniţi, brachiopode lamellibranhiate şi spongieri (cariera Cechirgeaua).

Au numeroase concreţiuni silicioase care formează pe alocuri adevărate benzi. Ele sînt răspîndite în Dealul La Vii, pe versantul sudic al Dealului Baroi, în dealurile Celea Mare şi Celea Mică, la partea superioară a peticelor din dealurile de lîngă Băltăgeşti şi în zona văii Casimcea.

Kimmeridgianul (posibil şi portlandian) urmează concordant peste depozitele oxfordiene şi este constituit din calcare pure cu intercalaţii subordonate de calcare slab marnoase, bine stratificate în bancuri în general sub 1 m grosime, cu concreţiuni silicioase mai rare. Peste acestea se dispun calcare recifale masive (la Topalu şi în Dealul La Vii) sub forma a două nivele în cadrul cărora au fost recunoscute calcare fine formate în lagunele din interiorul atolilor.

Deasupra calcarelor recifale care ilustrează cel mai mult mişcările cu caracter oscilatoriu ale fundului mării, urmează calcare recifogene sub formă de bancuri groase rezultate din distrugerea edificiilor recifale. Acestea fac trecerea spre calcare criptogranulare, bine stratificate, cu intercalaţii de roci dolomitice.

Caracterele litologice ale depozitelor jurasice, exceptînd pe cele recifale, denotă că, iniţial, majoritatea s-au depus sub formă de mîluri calcaroase într-o mare cu caracter epicontinental în care aportul materialului detritic nu s-a făcut simţit decît la începutul ciclului de sedimentare.

În timpul sedimentării calcarelor, fundul mării jurasice a fost afectat de mișcări oscilatorii lente care au contribuit la variația succesiunii litologice.

Atît caracterele litologice cît și cele faunistice prezintă deosebiri față de formațiunile jurasice din Carpați (1).

CHIMISMUL ROCILOR CARBONATICE

Rezultatul analizelor chimice făcute asupra probelor de roci carbonatice sînt date în tabelul nr. 1, în ordinea unor grupe de aflorimente ce apar în zonele :

1. Hîrșova — Ghindărești.
2. Tichilești — Topalu — Băltăgești.
3. Valea Casimcea — Capul-Midia.
4. Peticele de la Cîrjelari.
5. Peticele de la Dorobanțu, N. Bălcescu, Ovidiu.

Ca și în lucrările anterioare, pentru caracterizarea rocilor carbonatice s-a întrebuințat clasificarea cantitativă chimică dată de către S. G. Vișneakov, prin proiectarea datelor analitice într-un triunghi de proiecție (fig. 1).

Din tabelul nr. 4 conținînd cele 138 de analize, se constată că majoritatea lor se proiectează în celula 14 a triunghiului de proiecție, corespunzătoare calcarelor pure, iar un număr restrîns de proiecții se înșiră de-a lungul laturii din stînga a triunghiului.

Rocile dolomitice în general apar în mod sporadic sub formă de dolomit slab calcaros, dolomit calcaros-argilos și dolomit argilos. Un caz cu totul aparte se întîlnește în aflorimentul de la Ovidiu, unde toate probele sînt roci dolomitice cu variații de la dolomite slab calcaroase la dolomite pure. Repartizarea numerică a probelor de diverse feluri de roci carbonatice rezultă din figura 2.

În triunghiul de proiecție Vișneakov, denumirea celulelor variază și după natura părții insolubile. Dacă partea insolubilă în HCl este de natură argiloasă, atunci denumirile conțin termenul „argilos" sau „marnos", iar dacă partea insolubilă este constituită din cuarț detritic, atunci în denumire se întrebuințează și termenul „gresie".

În acest caz, din punct de vedere chimic, denumirea depinde de raportul silicei libere și cel al aluminei, care este component principal al argilelor.

În cazul mineralelor argiloase raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ variază de la 1 : 1 pentru allophan la 5 : 1 pentru montmorillonit. Raporturi mai ridicate indică excesul de silice liberă. La probele la care s-a analizat și conținutul de silice, aceste raporturi moleculare sînt date în tabelul nr. 2. Din tabelul nr. 2 se recunoaște că la cea mai mare parte din probe raportul molecular se găsește între limitele corespunzătoare mineralelor argiloase. Astfel este cazul pentru rocile din celula 14 și pentru rocile dolomitice.

Pentru rocile proiectate în celulele 11,7 și 1, raportul este cu mult superior, ajungînd la valori de zeci de unități, datorită conținutului ridicat

Tabelul nr. 1

Roci carbonatice jurasice

Nr. de ordine al probelor	Localitatea	Vîrsta	Componente %					Clasificarea după S. G. Vișneakov				
			CaO	MgO	Fe_2O_3	Insol.	SiO_2 din insolubil	calcit %	dolomit %	Insol. + Fe_2O_3 %	celula	denumirea
						ZONA HÎRȘOVA—GHINDĂREȘTI						
1	N de Hîrșova	O	54,80	0,25	0,20	1,52	—	97,2	1,1	1,7	14	calcar pur
2	,,	O—K	54,82	0,16	0,12	1,92	—	97,3	0,7	2,0	14	,, ,,
3	,,	O—K	54,80	0,20	0,12	0,92	—	98,1	0,9	1,0	14	,, ,,
3a	,,	O	0,83	0,19	0,28	98,08	96,46	1,0	0,9	98,1	1	concreţiuni silicioase
4	,,	K	53,72	0,39	0,08	4,08	—	94,1	1,8	4,1	14	calcar pur
5	,,	K	52,81	0,45	0,08	5,28	5,07	92,7	2,0	5,3	11	calcar slab gresos
6	,,	K	55,36	0,20	0,06	1,16	—	97,9	0,9	1,2	14	calcar pur
7	,,	K	47,85	1,80	1,16	9,76	6,50	80,9	8,2	10,9	12	calcar argil., slab dolomitic
8	,,	C	28,39	0,23	0,08	49,76	48,74	49,6	1,0	49,4	7	calcar gresos
8a	,,	C	54,89	0,27	0,08	1,52	—	97,2	1,2	1,6	14	calcar pur
9	,,	C—O	55,40	0,39	0,12	1,00	—	97,1	1,8	1,1	14	,, ,,
10	,,	O	55,52	0,26	0,12	0,40	—	98,3	1,2	0,5	14	,, ,,
19	Hîrșova—Dealul Cetăţii	O	55,96	0,19	0,04	0,40	—	98,7	0,9	0,4	14	,, ,,
18	Hîrșova—Dealul Celea Mică	O	55,40	0,19	0,16	0,68	—	98,3	0,9	0,8	14	,, ,,
17	,,	O	55,84	0,39	0,24	0,24	—	97,7	1,8	0,5	14	,, ,,
16	,,	O	55,60	0,26	0,05	0,43	0,19	98,4	1,1	0,5	14	,, ,,
15	Hîrșova—Dealul Celea Mare	O	55,63	0,26	0,02	1,12	0,84	97,7	1,2	1,1	14	,, ,,
14	,,	O	55,65	0,24	0,02	0,39	0,20	98,5	1,1	0,4	14	,, ,,
13	,,	O	55,45	0,25	0,12	0,24	—	98,5	1,1	0,4	14	,, ,,

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. de ordine al probelor	Localitatea	Vîrsta	Componente %					Clasificarea după S. G. Vișneakov				
			CaO	MgO	Fe_2O_3	Insol.	SiO_2 din insolubil	calcit %	dolomit %	Insol. + Fe_2O_2 %	celula	denumirea
12	Hîrșova—Dealul Celea Mare	O	54,56	0,60	0,40	1,12	—	95,8	2,7	1,5	14	calcar pur
11	Ghindărești	O	55,48	0,28	0,08	0,88	—	97,8	1,3	0,9	14	,, ,,
20	S de Ghindărești	O	55,12	0,19	0,08	0,40	—	98,7	0,9	0,4	14	,, ,,
	ZONA TICHILEȘTI — TOPALU — BĂLTĂGEȘTI											
21	valea Tichileşti	C	49,19	0,29	0,41	11,70	10,89	86,6	1,3	12,1	11	calcar slab gresos
22	,,	C	53,16	0,19	0,38	4,00	—	94,7	0,9	4,4	14	calcar pur
23	S de Tichileşti	C	55,51	0,39	0,07	1,58	1,19	96,8	1,6	1,6	14	,, ,,
24	,,	O	55,73	0,24	0,09	0,63	0,33	98,3	1,0	0,7	14	,, ,,
25	Tichileşti—valea Cichirgeaua	O	55,60	0,21	0,12	0,64	0,38	98,3	0,9	0,8	14	,, ,,
26	,,	O	55,43	0,16	0,09	1,57	1,20	97,7	0,7	1,6	14	,, ,,
27	cariera Cichirgeaua	O	55,40	0,23	0,10	0,75	0,49	98,2	1,0	0,8	14	,, ,,
28	,,	O	55,40	0,20	0,05	0,98	0,74	98,1	0,9	1,0	14	,, ,,
29	N de Topalu	O—K	55,50	0,23	0,02	0,71	0,45	98,3	1,0	0,7	14	,, ,,
30	,,	K	32,18	18,71	0,32	3,96	—	11,0	84,8	4,2	21	dolomit slab calcaros
31	,,	K	54,00	0,40	0,28	2,37	1,66	95,6	1,8	2,6	14	calcar pur
32	,,	K	55,54	0,16	0,03	0,37	0,10	98,9	0,7	0,4	14	,, ,,
33	,,	K	54,11	0,16	0,12	3,15	2,73	96,0	0,7	3,3	14	,, ,,
34	,,	K	23,78	16,11	1,16	22,52	13,56	2,5	73,8	23,7	19	dolomit argilos
35	,,	K	55,40	0,39	0,08	0,36		97,8	1,8	0,4	14	calcar pur
36	,,	K	55,68	0,19	0,04	0,08		99,0	0,9	0,1	14	,, ,,
37	,,	K	54,67	0,11	0,15	2,24	1,58	97,2	0,5	2,3	14	,, ,,
38	,,	K	55,45	0,14	0,08	0,28	0,08	99,0	0,6	0,4	14	,, ,,

59	Topalu	K	55,74	0,22	0,09	0,40		98,5	1,0	0,5	14	calcar pur
58	,,	K	55,83	0,17	0,08	0,32		98,9	0,7	0,4	14	,, ,,
57	S de Topalu — cariera	K	55,62	0,29	0,02	0,53	0,26	98,1	1,3	0,6	14	,, ,,
56	S de Topalu	K	25,46	15,50	1,52	19,44	14,63	6,0	73,0	21,0	18	dolomit slab calcaros-argilos
55	,,	K	55,40	0,39	0,08	0,48		97,7	1,8	0,5	14	calcar pur
54	,,	K	55,84	0,22	0,05	0,40		98,6	1,0	0,4	14	,, ,,
53	,,	K	55,82	0,24	0,13	0,60		98,2	1,1	0,7	14	,, ,,
52	N de Capidava	K	55,50	0,27	0,02	0,36		98,4	1,2	0,4	14	,, ,,
51	Capidava	K	55,82	0,20	0,05	0,17		98,9	0,9	0,2	14	,, ,,
60	valea Capidava	K	55,75	0,28	0,08	0,36		98,4	1,2	0,4	14	,, ,,
61	,,	K	55,74	0,27	0,08	0,60		98,1	1,2	0,7	14	,, ,,
62	,,	K	55,50	0,26	0,09	0,76		98,0	1,2	0,8	14	,, ,,
39	Stupina—Dealul Movila cu var	C	55,61	0,34	0,05	0,57	0,35	97,95	1,5	0,6	14	,, ,,
40	valea Stupina	C	50,93	0,59	0,16	8,24		85,0	2,7	8,3	11	calcar argilos
41	,,	C	55,40	0,19	0,24	0,68		98,2	0,9	0,9	14	calcar pur
42	,,	O	55,59	0,18	0,06	0,42	0,18	98,7	0,8	0,5	14	,, ,,
43	V de Crucea	O	55,58	0,25	0,11	0,54	0,25	98,3	1,1	0,6	14	,, ,,
44	S-V de Crucea	O	55,43	0,25	0,03	0,43	0,17	98,4	1,1	0,5	14	,, ,,
50	N de Băltăgeşti	C	54,00	0,39	0,16	2,28		95,8	1,8	2,4	14	,, ,,
49	Băltăgeşti—S de Crucea	C	50,65	0,19	0,84	7,00		91,2	0,9	7,9	11	calcar argilos
48	Băltăgeşti	O	55,50	0,12	0,11	1,07	0,63	98,3	0,5	1,2	14	calcar pur
47	S de Crucea	O	55,40	0,19	0,16	0,68		98,3	0,9	0,8	14	,, ,,
45	,,	C	35,25	0,39	0,32	35,56	34,64	62,2	1,8	36,0	7	calcar gresos
46	Dealul Gălbiori	C	51,77	0,39	0,48	6,12		91,6	1,8	6,6	11	,, ,,

ZONA VALEA CASIMCEA — CAPUL-MIDIA

78	Valea Seacă	C	51,17	0,39	0,28	1,40	1,28	97,4	1,8	1,8	14	calcar pur
77	V de Cheia (Casimcea)	C—O	55,87	0,29	0,08	0,82	—	97,8	1,3	0,9	14	,, ,,
71	valea Casimcea	C	55,30	0,30	0,08	0,68	—	97,9	1,4	0,7	14	,, ,,
70	,,	C	24,13	0,19	1,65	53,45	44,10	43,2	0,9	55,9	3	gresie calcaroasă
76	Valea Seacă	O	55,25	0,27	0,23	1,24	1,28	98,3	1,2	0,5	14	calcar pur

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. de ordine al probelor	Localitatea	Vîrsta	Componente %					Clasificarea după S. G. Vișneakov				
			CaO	MgO	Fe_2O_3	Insol.	SiO_2 din insolubil	calcit %	dolomit %	Insol. + Fe_2O_3 %	celula	denumirea
75	Valea Seacă	C—O	55,69	0,27	0,18	0,45	—	98,2	1,2	0,6	14	calcar pur
74	,,	C—O	55,47	0,32	0,17	0,73	—	97,6	1,5	0,9	14	,, ,,
69	,,	C	55,12	0,36	0,18	0,89	—	97,4	1,6	1,0	14	,, ,,
68	,,	C	55,39	0,39	0,18	1,12	0,70	97,0	1,8	1,2	14	,, ,,
67	,,	O	55,80	0,39	0,05	0,33	—	97,9	1,8	0,3	14	,, ,,
66	,,	O	55,91	0,24	0,07	0,39	—	98,5	1,0	0,5	14	,, ,,
65	,,	O	55,56	0,35	0,28	1,06	0,69	97,1	1,6	1,3	14	,, ,,
72	valea Casimcea	O	55,74	0,27	0,09	0,55	—	98,2	1,2	0,6	14	,, ,,
73	,,	C—O	56,00	0,35	0,03	0,13	—	98,3	1,6	0,1	14	,, ,,
64	,,	O	39,28	0,28	0,08	29,00	28,88	69,6	1,3	29,1	7	calcar gresos
63	,,	O	21,00	0,32	0,18	62,64	61,72	36,4	1,4	62,2	3	gresie calcaroasă
79	,,	C	44,80	0,44	1,08	18,12	15,45	78,8	2,0	19,2	11	calcar slab argilo-gresos
80	,,	C	47,97	0,54	1,03	12,33	10,14	84,2	2,5	13,3	11	,, ,,
81	valea Casimcea NE de Tîrgușor	C	55,87	0,27	0,08	0,23	—	98,5	1,2	0,3	14	calcar pur
82	valea Casimcea—Movila Gara—Tîrgușor	C	50,42	0,20	0,03	10,41	10,22	88,7	0,9	10,3	11	calcar slab silicios
83	,,	C	55,78	0,27	0,08	0,42	—	98,3	1,2	0,5	14	calcar pur
86	valea Gura Dobrogei	C	56,05	0,29	0,18	0,96	—	97,6	1,3	1,1	14	,, ,,
85	,,	C	56,08	0,35	0,28	2,13	1,24	96,0	1,6	2,4	14	,, ,,
84	,,	C	53,76	0,29	0,56	3,45	3,11	94,7	1,3	4,0	14	,, ,,
87	Beriș Tepe	O	55,34	0,18	0,15	0,16		98,9	0,8	0,3	14	,, ,,
88	NV de Palazu-Mic	O	56,22	0,26	0,07	0,08		98,7	1,2	0,1	14	,, ,,
89	V ,,	O	56,05	0,23	0,08	0,30		98,7	1,0	0,3	14	,, ,,

90	valea Esterului	C	55,16	0,27	0,05	0,65		98,1	1,2	0,7	14	calcar pur
91	SV de Palazu-Mic	C	54,99	0,35	0,09	0,48		97,8	1,6	0,6	14	,, ,,
92	valea Sitorman	C	55,69	0,24	0,05	0,15		98,8	1,0	0,2	14	,, ,,
93	Dealul Dolfacului	O	56,22	0,24	0,03	0,04		98,8	1,1	0,1	14	,, ,,
96	Dealul Sitorman	C	50,79	0,24	0,57	7,72	6,69	90,6	1,1	8,3	11	calcar slab argilos-silicios
95	,,	C	54,64	0,21	0,51	1,81	1,21	96,8	0,9	2,3	14	calcar pur
94	,,	C	55,81	0,22	0,33	43,61	42,08	55,2	1,0	43,8	7	calcar gresos
99	Dealul Mare	O	55,96	0,15	0,02	0,08		99,3	0,6	0,1	14	calcar pur
98	Dealul Caraula	O	26,17	0,21	0,38	52,50	50,60	46,2	0,9	52,9	3	gresie calcaroasă
97	Dealul Mare	C—O	56,08	0,19	0,05	0,10		99,0	0,9	0,1	14	calcar pur
100	Dealul Vatra Satului	O	55,78	0,19	0,08	0,35		98,8	0,8	0,4	14	,, ,,
101	Piatra (carieră)	O	56,08	0,18	0,02	0,05		99,1	0,8	0,1	14	,, ,,
102	,,	O	55,96	0,21	0,04	0,13		98,9	0,9	0,2	14	,, ,,
103	,,	O	55,87	0,19	0,04	0,31		98,8	0,9	0,3	14	,, ,,
104	,,	O	56,08	0,19	0,01	0,10		99,0	0,9	0,1	14	,, ,,
133	E de Piatra	O	55,89	0,12	0,02	0,06		99,4	0,5	0,1	14	,, ,,
105	N de Taşaul	O	55,96	0,26	0,02	0,16		98,7	1,1	0,2	14	,, ,,
135	V de Corbul-de-Jos	C—O	55,26	0,50	0,10	0,17		97,5	2,3	0,2	14	,, ,,
136	,,	C—O	55,39	0,45	0,02	0,01		97,9	2,1	0,0	14	,, ,,
110	V de Cogealac	O	55,93	0,24	0,01	0,06		98,9	1,0	0,1	14	,, ,,
111	,,	O	55,93	0,29	0,18	0,73		97,8	1,3	0,9	14	,, ,,
107	N de Taşaul (cariera Luminiţa)	O	55,87	0,20	0,01	0,19		98,9	0,9	0,2	14	,, ,,
108	,,	O	55,52	0,19	0,11	1,13		97,9	0,9	1,2	14	,, ,,
109	,,	O	56,08	0,23	0,02	0,21		98,8	1,0	0,2	14	,, ,,
134	Luminiţa	O	56,40	0,14	0,02	0,17		99,2	0,6	0,2	14	,, ,,
106	Capul-Midia	O	55,78	0,24	0,02	0,43		98,5	1,1	0,4	14	,, ,,

ZONA CÎRJELARI

119	Dealul Vărăriei—Cîrjelari	O—K	56,02	0,29	0,05	0,07		98,6	1,3	0,1	14	calcar pur
120	,,	O—K	55,76	0,34	0,08	0,52		97,9	1,5	0,6	14	,, ,,
121	,,	O—K	56,10	0,27	0,02	0,07		98,7	1,2	0,1	14	,, ,,

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. de ordine al probelor	Localitatea	Vîrsta	Componente %					Clasificarea după S. G. Vişneakov				
			CaO	MgO	Fe_2O_3	Insol.	SiO_2 din insolubil	calcit %	dolomit %	Insol. + Fe_2O_5 %	celula	denumirea
118	Dealul Vărăriei—Cîrjelari	O—K	56,02	0,30	0,02	0,02		98,6	1,4	0,0	14	calcar pur
122	S de Cîrjelari	O—K	55,93	0,27	0,02	0,21		98,6	1,2	0,2	14	,, ,,
	ZONA DOROBANŢU — N. BĂLCESCU — OVIDIU											
117	S de Dorobanţu	O	54,97	0,22	0,18	1,71		97,1	1,0	1,9	14	calcar pur
123	,,	O	54,59	0,31	0,18	1,39		97,0	1,4	1,6	14	,, ,,
113	valea Carierelor	O	54,36	0,19	0,23	2,17		96,7	0,9	2,4	14	,, ,,
114	S de N. Bălcescu	O	56,02	0,24	0,02	0,63		98,3	1,1	0,6	14	,, ,,
115	S de N. Bălcescu (valea Carierelor)	O	53,48	0,68	0,38	4,16		92,5	3,1	4,4	14	,, ,,
116	,,	O	33,82	19,08	0,21	1,16		13,0	85,6	1,4	21	dolomit slab calcaros
112	Ovidiu	K	32,16	20,34	0,08	0,17		6,9	92,9	0,2	21	,, ,,
124	,,	K	31,55	21,18	0,02	0,03		3,7	96,2	0,1	22	dolomit pur
125	,,	K	32,53	20,84	0,02	0,10		6,2	93,7	0,1	21	dolomit slab calcaros
126	,,	K	31,90	21,18	0,04	0,08		4,3	95,6	0,1	22	dolomit pur
127	,,	K	33,58	11,51	0,02	0,06		12,8	87,1	0,1	21	dolomit slab calcaros
128	,,	K	31,15	21,85	0,01	0,09		1,4	98,5	0,1	22	dolomit pur
129	,,	K	33,23	20,06	0,02	0,12		9,4	90,5	0,1	21	dolomit slab calcaros
130	,,	K	31,80	20,38	0,04	0,08		6,3	93,6	0,1	21	,, ,,
131	,,	K	31,99	19,99	0,04	0,16		9,8	90,0	0,2	21	,, ,,
132	,,	K	31,39	20,84	0,06	0,22		4,3	95,4	0,3	22	dolomit pur

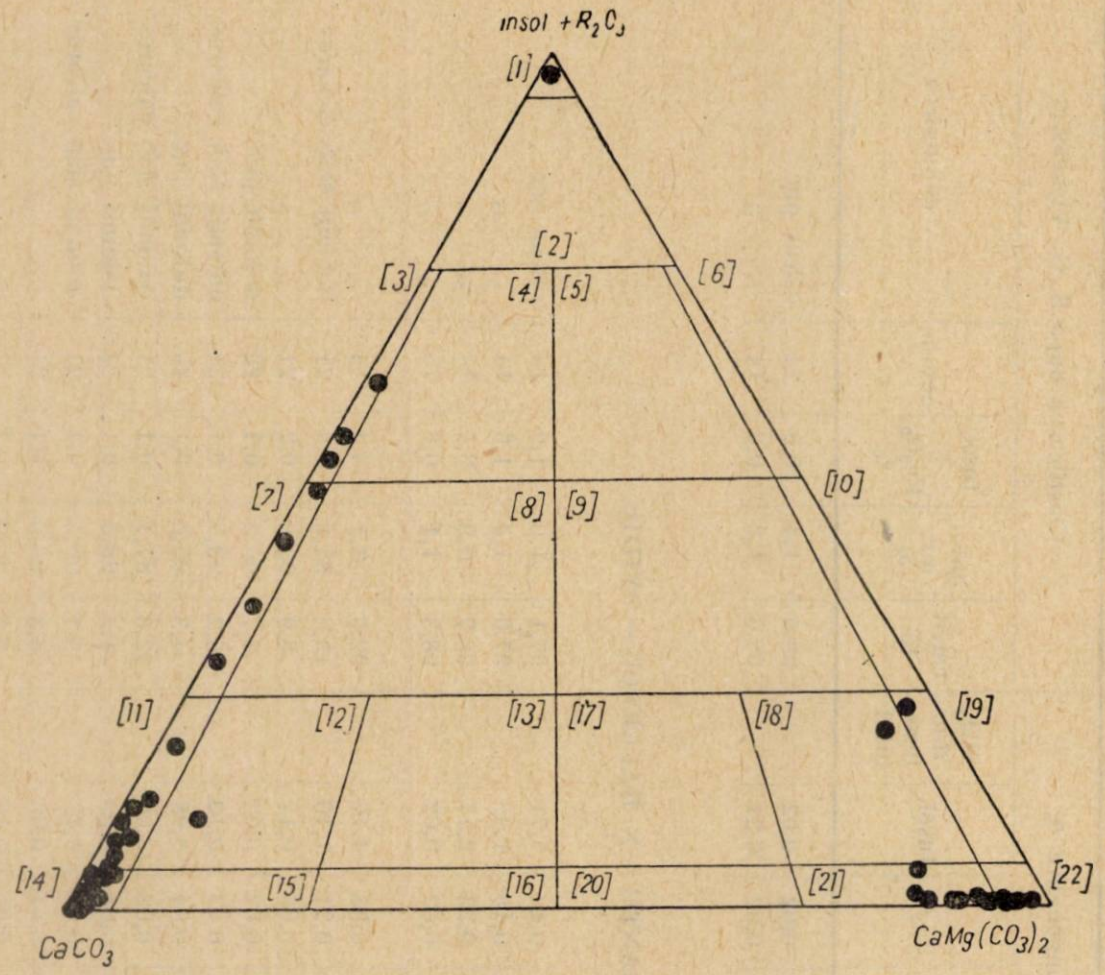


Fig. 1. — Proiecţia rocilor carbonatice jurasice din Dobrogea în triunghiul Vişneakov. Cifrele în paranteză reprezintă numărul de ordine al celulelor din triunghiul de proiecţie.

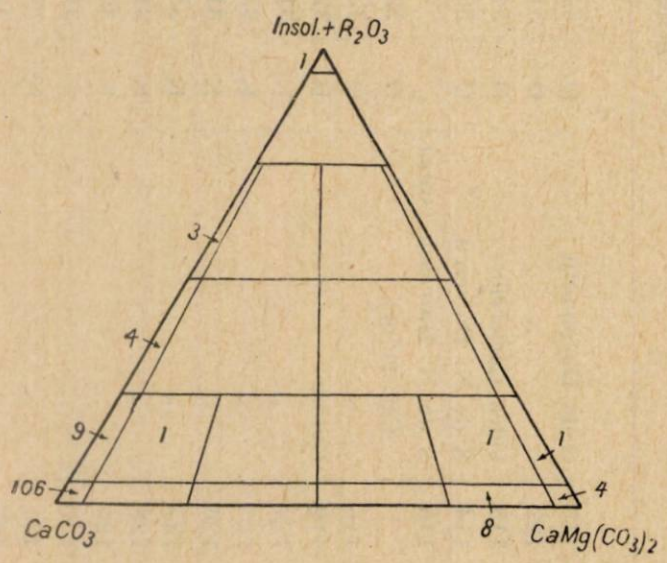


Fig. 2. — Distribuţia cazurilor în triunghiul de proiecţie Vişneakov.

de silice liberă. Din acest motiv rocile respective din celula 11 vor fi denumite calcare slab silicioase sau slab gresoase, cele din celula 7 calcare gresoase etc. după cum se menționează în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 2

Raporturile moleculare $SiO_2 : Al_2O_3$

Nr. probei	Celula	$SiO_2 : Al_2O_3$ mol.	Nr. probei	Celula	$SiO_2 : Al_2O_3$ mol.
3a	1	89,7	44	14	0,8
5	11	30,1	45	7	43,1
7	12	2,5	48	14	1,8
8	7	60,8	56	18	3,8
14	14	1,3	57	14	1,2
15	14	4,0	63	3	114,2
16	14	1,0	64	7	400,7
21	11	17,0	65	14	3,1
23	14	3,9	68	14	2,8
24	14	1,4	70	3	8,0
25	14	1,8	76	14	∞
26	14	4,2	78	14	17,7
27	14	2,3	79	11	9,8
28	14	3,8	80	11	7,9
29	14	2,1	82	11	94,4
31	14	2,6	84	14	15,7
32	14	0,5	85	14	2,1
33	14	8,3	94	7	46,7
34	19	2,0	95	14	3,4
37	14	3,0	96	11	6,5
38	14	0,5	98	3	45,2
39	14	2,0	113	14	2,8
42	14	1,0	115	14	2,7
43	14	1,0	116	21	19

Frecvența raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ este dat în histograma din figura 3 construită pentru valorile mici ale raportului. Se constată că

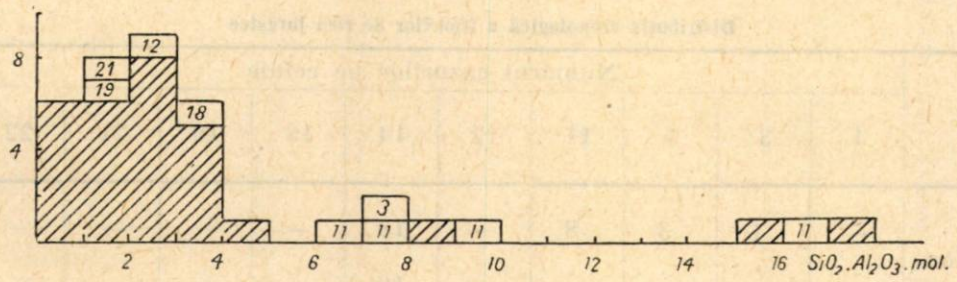


Fig. 3. — Distribuția raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3 < 20$ în rocile carbonatice jurasice din Dobrogea. Celulele din triunghiul Vișneakov sînt indicate prin cifre, iar prin haşuri celula 14.

frecvența cea mai ridicată se găsește în jurul valorilor 1,2,3, deci corespunzătoare unor minerale argiloase mai apropiate de allophan 1 : 1, sau caolinit 2 : 1, halloysit şi mai puțin beidellit 3 : 1 sau montmorillonit 5 : 1.

Se recunoaște că nu există amestecuri în toate proporțiile între SiO_2 și Al_2O_3 și că deci silicea din aceste roci carbonatice se găsește mai mult legată de alumină ca minerale argiloase. Raportul mai mic de 1 indică și prezența aluminei libere.

În cazul că silicea din aceste roci este parțial liberă, atunci raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ — care aparține mineralelor argiloase prezente — devine și mai mic.

În tabelul nr. 3 se dă raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ mol. pe clase, în mod sintetizat pentru fiecare celulă.

Tabelul nr. 3

Numărul de cazuri pentru diferite raporturi $SiO_2 : Al_2O_3$ mol.

Celula	0—5	5—26	25—50	50—	Total
14	26	3	—	1	30
11	—	4	1	1	6
7	—	—	2	2	4
3	—	1	1	1	3
2	—	—	—	—	—
1	—	—	—	1	1
12	1	—	—	—	1
19	1	—	—	—	1
18	—	1	—	—	1
21	1	—	—	—	1
					48

Prima clasă $SiO_2 : Al_2O_3 = 0—5$ reprezintă reziduuri conținînd minerale argiloase. În raporturile mai mari intervin proporții crescute de silice liberă.

Se constată că pentru celula 14 (calcare pure) reziduul este constituit în marea majoritate a cazurilor din minerale argiloase și în mai puține

Tabelul nr. 4

Distribuția cronologică a tipurilor de roci jurasice

Vîrsta	Numărul cazurilor pe celule										Totalul cazurilor pe vîrste
	1	3	7	11	12	14	18	19	21	22	
Callovian	—	1	3	8	—	18	—	—	—	—	30
Callovian-oxfordian	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	10
Oxfordian	1	2	1	—	—	50	—	—	1	—	55
Oxfordian-kimmeridgian	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—	8
Kimmeridgian				1	1	20	1	1	7	4	35
Total cazuri pe celule	1	3	4	9	1	106	1	1	8	4	138

cazuri din silice liberă. În celelalte celule 11, 7, 3 şi 1 proporţia de minerale argiloase este tot mai neînsemnată, predominînd din ce în ce mai multă silice liberă, fapt ce s-a luat în consideraţie la denumirea rocilor respective. La rocile dolomitice din celulele 19,18, 21 şi 12, apar iarăşi minerale argiloase.

În tabelul nr. 4 s-a trecut distribuţia cronologică a tipurilor de roci după S. G. V i ş n e a k o v.

Se constată peste tot predominanţa rocilor, calcare pure. Rocile din oxfordian şi callovian sînt distribuite mai mult pe latura $CaCO_3$-

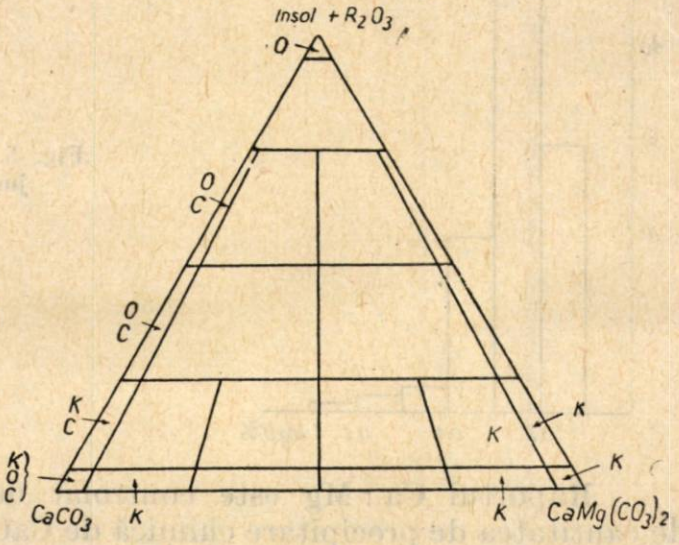


Fig. 4. — Distribuţia cronologică a rocilor jurasice. *c*, Callovian ; *o*, oxfordian ; *k*, kimmeridgian.

Insol. a triunghiului de proiecţie, fără tipuri dolomitice, pe cînd cele din kimmeridgian conţin şi termeni dolomitici. Aceasta reiese clar şi din figura 4 în care se arată repartiţia cronologică a rocilor.

CONŢINUTUL DE MgO ŞI CaO AL ROCILOR CARBONATICE

Frecvenţa conţinutului de MgO a rocilor calcaroase este dată în histograma din figura 5 construită pe clase de cîte 0,1 MgO%. Curba de frecvenţă, atît cît priveşte rocile sărace în magneziu este slab nesimetrică, avînd conţinuturile cu frecvenţa maximă de 0,2—0,3 MgO%, iar limitele obişnuite cuprinse între 0,1 şi 0,4 MgO%, numai puţine cazuri ajungînd pînă la 0,7 MgO% ; în mod excepţional proba 7 (calcar argilos slab dolomitic) ajunge la conţinutul de 1,80 MgO%. Conţinutul mediu raportat la toate rocile analizate este $M_{138} = 2{,}19$ MgO% (= 1,32 Mg%).

Dacă se scot din calcul rocile dolomitice localizate mai ales la Ovidiu în care iau parte proporţii mari de Mg, atunci conţinutul mediu al rocilor calcaroase devine $M_{124} = 0{,}28$ MgO% (= 0,17 Mg%). În schimb rocile dolomitice au un conţinut mediu de $M_{14} = 19{,}11$ MgO%.

În mod corespunzător conţinutul mediu de calciu este $M_{138} = 50{,}98$ CaO% (36,34 Ca%) şi $M_{124} = 53{,}00$ CaO% (37,78 Ca%). Rocile dolomitice au $M_{14} = 33{,}11$ CaO% (23,60 Ca%).

Raportul Ca : Mg a fost de curînd întrebuinţat de către G. V. Chilingar (2) ca o funcţie a adîncimii şi distanţei de la litoral, în depunerea sedimentelor.

În cazul sedimentelor din Great Bahama, la o depărtare de 120 km de litoral s-a găsit că raportul Ca : Mg variază de la valoarea 25 la circa 130.

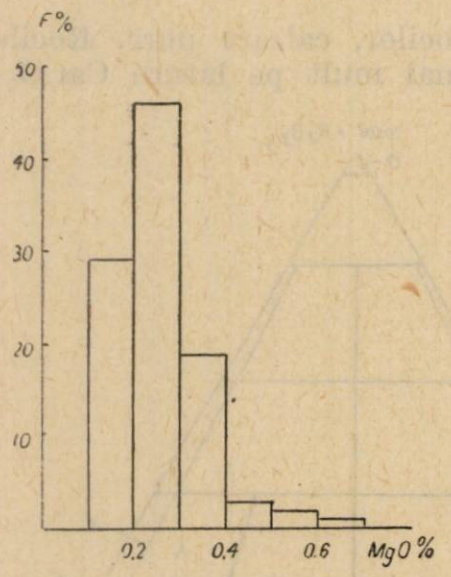


Fig. 5. — Distribuţia MgO în rocile carbonatice jurasice din Dobrogea. *F*, Frecvenţa %.

Raportul Ca : Mg este controlat de proporţia unor organisme şi de cantitatea de precipitare chimică de $CaCO_3$. Valoarea mai mică a acestui raport pentru depozitele apropiate de litoral este atribuită de autor abundenţei algelor corallinee care conţin magneziu.

În cazul rocilor calcaroase şi nedolomitice din Dobrogea (M_{124}) raportul Ca : Mg = 37,78 : 0,17 = 222, ceea ce după G. V. Chilingar ar arăta o oarecare îndepărtare de litoral. În schimb, rocile dolomitice s-ar datora contribuţiei unor organisme în locuri mai apropiate de litoral; natura acestor dolomite nefiind de precipitare chimică.

Rocile dolomitice ca şi calcarele recifale sînt localizate în kimmeridgian.

În comparaţie cu alte depozite de roci carbonatice jurasice din R. P. R. menţionate de M. Savul şi V. Ianovici (7), raportul Ca : Mg al rocilor studiate în prezenta lucrare se încadrează după cum se arată în tabelul nr. 5.

Tabelul nr. 5

Raporturile comparative Ca:Mg

Regiunea	Vîrsta	Nr. cazuri	CaO	MgO	Ca : Mg
Troiţa — Crăciuneşti (Munţii Apuseni)	malm	285	54,10	0,55	115,4
Dobrogea fără dolomite	,,	124	53,00	0,28	222,2
Dobrogea cu dolomite	,,	138	50,98	2,19	27,38

Intervenția rocilor dolomitice colectate la Ovidiu, cu o frecvență mai mare decît celelalte roci nedolomitice, schimbă în mod considerabil raportul Ca : Mg. Valorile reale ale raportului vor fi cuprinse între cele două limite, fiind mai apropiat de cel din Munții Apuseni.

În comparație cu rocile carbonatice de alte vîrste din R. P. R. (7), rocile jurasice din Dobrogea se încadrează astfel :

	Ca	Mg	Ca : Mg
Paleozoic	23,93	9,72	2,46
Triasic	28,21	6,63	4,22
Jurasic	33,31	0,36	106,42
Cretacic	36,45	0,75	48,60
Trias Dobrogea de nord	32,67	1,32	24,74
Jurasic Dobrogea			
a) fără dolomitele de la Ovidiu	37,78	0,17	222,2
b) cu dolomite (kimmeridgian)	23,60	1,32	27,38

Deși valoarea conținutului de Mg este aparent crescută din cauza numărului ridicat de probe de dolomit de la Ovidiu, totuși din datele de mai sus se recunoaște că formarea dolomitelor se termină în trias ; în Dobrogea mai apar în kimmeridgian. Valorile găsite pentru conținuturile medii de Ca și Mg se încadrează și în diagrama variației cronologice a conținutului de CaO : MgO în R.P.R. (7).

Valoarea foarte ridicată — de 223 — a rocilor nedolomitice poate avea o semnificație în legătură cu abundența de accidente silicioase din calcarele jurasice în raport cu rocile carbonatice de alte vîrste mai vechi.

G. V. Chilingar (3) s-a ocupat de raportul ce există între formarea și abundența accidentelor silicioase și valoarea Ca/Mg a depozitelor carbonatice.

După cum menționează acest autor, în apa mării cea mai mare parte din silice se găsește sub formă monomoleculară de acid silicic (H_2SiO_4). El citează, după autori sovietici, că în Marea de Azov, în Marea Caspică și în Marea Neagră raporturile între silicea dizolvată, coloidală și planctonică este de 70 : 18 : 12%.

În cazul depunerii de calcare dolomitice sînt necesare temperaturi și valori ale pH-ului mai ridicate. În aceste condiții de alcalinitate silicea rămîne în soluție și nu precipită. În schimb, ea poate precipita în calcare atunci cînd raportul Ca/Mg este foarte mare.

Acestea sînt valabile după G. V. Chilingar pentru rocile care n-au suferit o dolomitizare secundară.

În cazul depozitelor jurasice, această concepție a lui G. V. Chilingar pare să se aplice rocilor nedolomitice oxfordiene și calloviene bogate în accidente silicioase. Rocile dolomitice kimmeridgiene sînt lipsite de accidente silicioase. Situația este asemănătoare și în cazul rocilor calcaroase triasice, superioare diabazelor care sînt nemagneziene și conțin frecvente accidente silicioase (6) în schimb, calcarele mezotriasice de sub diabaze sînt lipsite de astfel de accidente.

CONŢINUTUL ÎN FIER AL ROCILOR CARBONATICE

Histograma privind conţinutul în Fe_2O_3 (fig. 6) arată că în rocile jurasice frecvenţa pe clase de cîte 0,1% este:

Conţinutul Fe_2O_3%	*Frecvenţa %*
0—0,1	59,4
0,1—0,2	19,5
0,2—0,3	7,2
0,3—0,4	5,1
0,4—0,5	1,5

Conţinuturi mai ridicate apar în mod excepţional. Conţinutul mediu este $M_{138} = 0,17$ Fe_2O_3%. Calcarele pure sînt lipsite de conţinuturi mai ridicate de Fe_2O_3. Conţinuturi mai ridicate de 0,8% Fe_2O_3 au unele

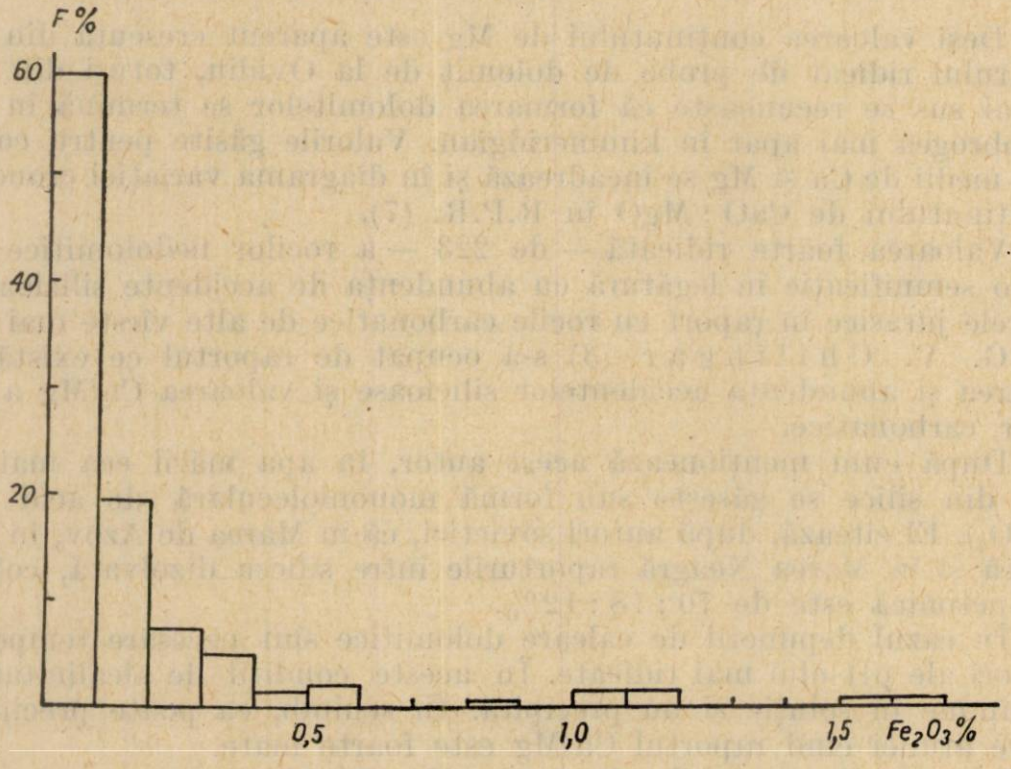


Fig. 6. — Distribuţia Fe_2O_3 în roci carbonatice jurasice din Dobrogea. *F*, Frecvenţa %.

roci aparţinînd celulelor 3, 11, 12, 18 şi 19. Dolomitele de la Ovidiu au un conţinut mediu de $M_{10} = 0,035$% Fe_2O_3, cu limitele de variaţie între 0,1 şi 0,8 Fe_2O_3.

Conţinutul mediu de fier, fără dolomitele de la Ovidiu este $M_{124} = 0,158$ Fe_2O_3.

CONȚINUTUL ÎN ALUMINIU

Histograma pentru conținutul în aluminiu (fig. 7) ca element minor arată o distribuție după o curbă nesimetrică. Calcarele pure (celula 14) au un conținut sub 1 Al_2O_3%, maximul de frecvență fiind de 0,2—0,3

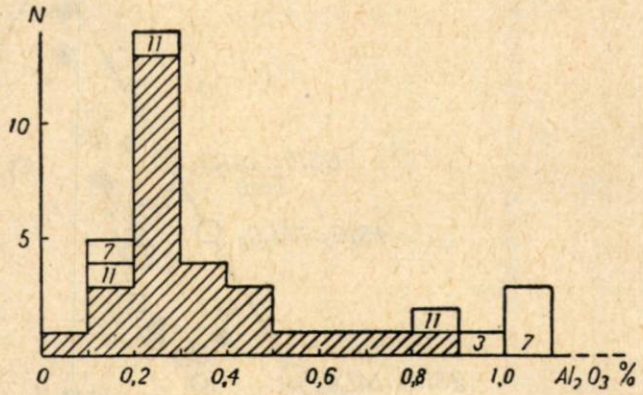


Fig. 7. — Distribuția Al_2O_3 în rocile carbonatice jurasice. Haşuri : roci aparținînd celulei 14. Celelalte cifre indică alte celule din triunghiul de proiecție Vișneakov.

Al_2O_3%. Rocile aparținînd altor celule au conținuturi mai mari, aluminiul începînd să ia parte ca element major, de exemplu dolomitul argilos 34 are 8,50 Al_2O_3, iar proba 70 gresie calcaroasă un conținut de 9,35 Al_2O_3.

RAPORTUL $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$

Acest raport, reprezentat grafic în triunghiul de proiecție din figura 8, arată mai clar relațiile între conținuturile de Fe_2O_3 și substanțele argiloase. Pentru majoritatea rocilor, în special cele care nu sînt calcare pure, se recunoaște o limită a proporției de Fe_2O_3, reprezentată prin dreapta SiO_2 — a, ce corespunde raportului 70 Al_2O_3 : 30 Fe_2O_3 în greutate. Cîteva calcare pure mai bogate în silice, depășesc acest raport în favoarea proporției de Fe_2O_3.

Acest fapt poate constitui o indicație a relațiilor strînse dintre conținuturile de Al_2O_3 și Fe_2O_3, o origine comună, adică particulele argiloase au venit de pe continent încărcate cu Fe_2O_3 pînă la această limită. În cazul altor depozite de roci calcaroase, limita poate să lipsească. De exemplu la cele de la Hunedoara raporturile $SiO_2 : Al_2O_3$ sînt aceleași, dar proporția de Fe_2O_3 nu este limitată.

Conținutul argilos al calcarelor pure apare cu compoziția chimică variabilă, raportul $SiO_2 : Al_2O_3$, variind între 1 și 5. Această variație aparentă poate fi datorită în parte variației naturii mineralelor argiloase, apoi unor amestecuri mecanice de material argilos cu exces de material silicios sau unor oarecare proporții variabile de silicați detritici.

În ultimele două cazuri, mineralul argilos existent trebuie să aibă în compensație un conținut mai mare de Al_2O_3 decît apare în triunghiul de proiecție.

În diagramă apar și două cazuri cînd raportul $SiO_2 : Al_2O_3 < 1$, deci reziduul conține o cantitate de alumină liberă. Cazuri asemănătoare s-au întîlnit și în studiul altor roci carbonatice din R.P.R., de exemplu

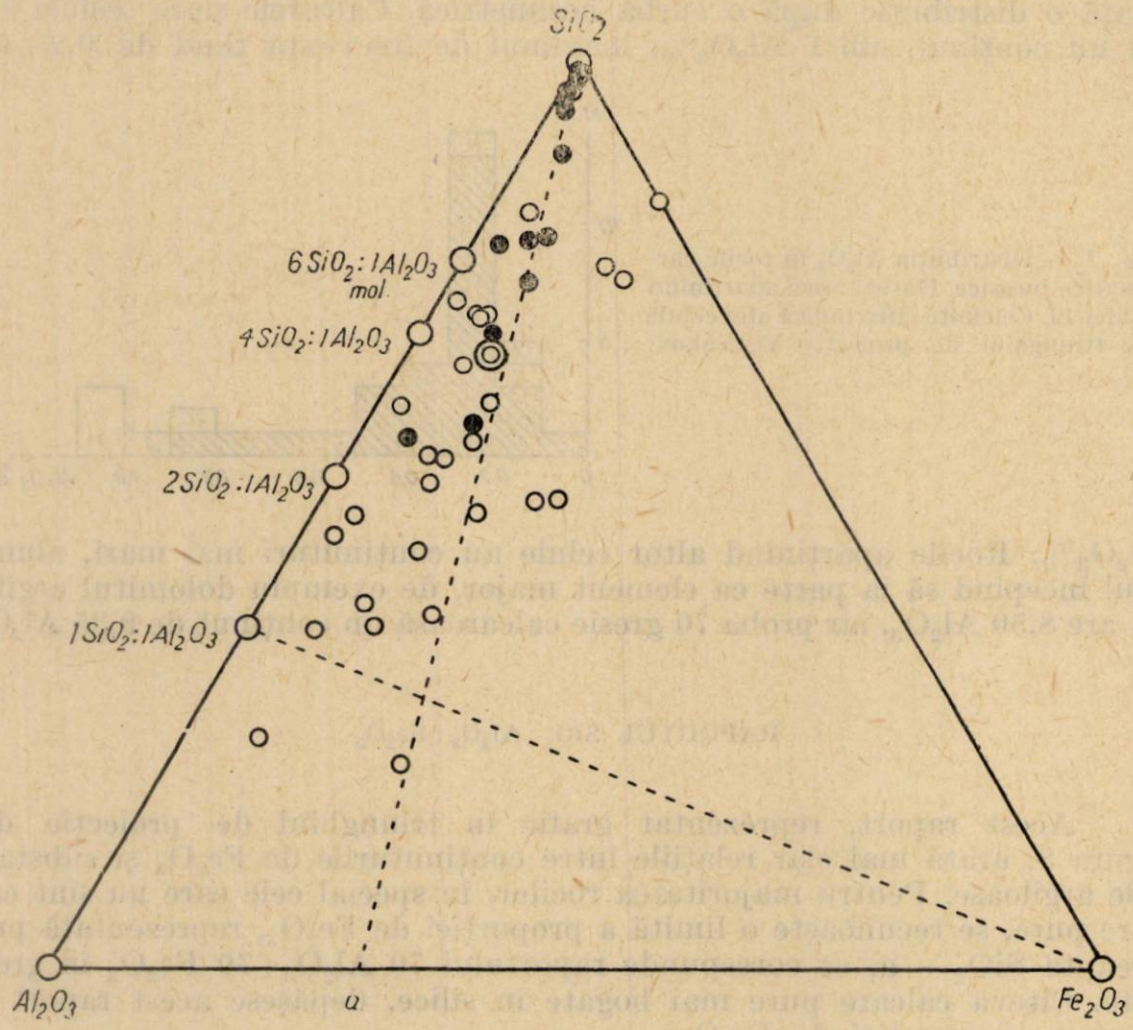


Fig. 8. — Raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ în rocile carbonatice jurasice din Dobrogea. Cercuri mici goale = calcare pure. Cercuri negre = alte roci. Cercuri duble = media raporturilor.

în dolomitele de la Hunedoara (8). Originea acestui conținut poate fi în legătură cu natura lateritică a solurilor de pe continent.

ÎNSEMNĂTATEA ECONOMICĂ A ROCILOR CARBONATICE DIN DEPOZITELE JURASICE DIN DOBROGEA

Calcarele au o largă întrebuințare în construcții de drumuri, în fabricarea cimentului Portland, ca fondant metalurgic, ca amendamente în agricultură, în fabricarea varului, în industria sodei, în fabricarea carbidului, a nisipului calcaros, industria sticlei, în construcția drumurilor

asfaltate, papetărie, rafinarea zahărului etc. În afară de roca calcaroasă brută multe alte întrebuințări le mai are și varul.

Pentru fiecare din aceste întrebuințări rocile calcaroase trebuie să îndeplinească anumite condiții. Compoziția lor chimică trebuie să varieze numai între anumite limite. Proporția în care rocile jurasice corespund acestor condiții reiese din examinarea diverselor histograme sau alte diagrame cunoscîndu-se limitele cerute de către stasuri.

Dăm în această privință, după V. N. Jung (4) limitele admise pentru rocile calcaroase întrebuințate în industria lianților. Aceste limite sînt reprezentate grafic în diagrama din figura 9 în cadrul proiecției Vișneakov. Se recunoaște în această diagramă că rocile calcaroase se încadrează în limitele admise pentru var gras, mai puțin pentru var slab și numai puține calcare pure se apropie de materialul de preparat oxid de calciu, fără să întreacă conținutul de 99 $CaCO_3$%.

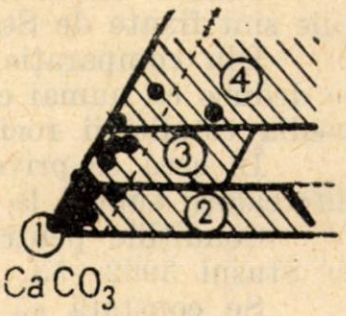


Fig. 9. — Limitele de variație a compoziției chimice a rocilor calcaroase pentru a servi ca materie primă la fabricarea lianților.

1, Oxid de calciu; *2*, var gras; *3*, var slab; *4*, var hidraulic.

Calcarele pure sînt apte pentru prepararea varului gras. Ele pot de asemenea să servească ca materie primă, prin amestec, la prepararea varului slab, varului hidraulic sau cimentului Portland.

Pentru întrebuințarea rocilor calcaroase ca fondant în elaborarea oțelului în cuptoare Siemens-Martin, condițiile sînt fixate prin Standardul de Stat 5297—56.

Repartizînd datele stasului în triunghiul de proiecție Vișneakov se constată că numai o parte din rocile aparținînd celulelor 14 și 15, avînd Insol. + $R_2O_3 < 3\%$, pot îndeplini aceste condiții.

Cum în rocile jurasice studiate, nu apar decît excepțional cazuri aparținînd celulei 15, rezultă că numai rocile celulei 14, adică calcarele pure pot fi luate în considerație.

Din cele 138 de probe de roci jurasice analizate, un număr de 106 sînt calcare pure, adică în proporție de circa 76% din totalul probelor. Dintre acestea unele nu corespund stasului, avînd conținuturi între 1 și 3 SiO_2%.

Cum calcarele pure în marea lor majoritate conțin în afară de silicea dispersă și concrețiuni silicioase care ridică conținutul mediu ponderat de SiO_2 pe zăcămînt, rezultă că întrebuințarea lor este condiționată de eliminarea acestor concrețiuni.

Compoziția medie a calcarelor pure în raport cu aceea a tuturor rocilor, cu excluderea dolomitelor, este următoarea:

Calcare pure		*Totalitatea rocilor fără dolomitele de la Ovidiu și Topalu*	
$M_{106}CaO$	= 55,38%	$M_{124}CaO$	= 53,00%
$M_{106}MgO$	= 0,26%	$M_{124}MgO$	= 0,28%
$M_{106}Fe_2O_3$	= 0,056%	$M_{124}Fe_2O_3$	= 0,158%
M_{106} Insol.	= 0,805%	M_{124} Insol.	= 4,81%

După compoziția lor medie, calcarele pure corespund cerințelor stasului, pe cînd aceea a totalității rocilor nedolomitice le depășește.

În consecință, la o eventuală întrebuințare a calcarelor jurasice ca fondant în furnalele Siemens-Martin este necesară alegerea sectoarelor cu frecvență mai mare pentru calcare pure.

Pentru întrebuințarea rocilor calcaroase în furnale înalte condițiile sînt fixate de Stasul 3962—53, pentru trei calități.

Din comparație cu datele analitice executate în această lucrare, se deduce că numai calcarele pure corespund materialelor de clasa I iar media totalității rocilor corespunde clasei a III-a.

În ceea ce privește dolomitele, se constată că — în afară de mici intercalații subțiri la Topalu — ele se găsesc acumulate la Ovidiu.

Condițiile pentru întrebuințarea dolomitelor la furnale sînt date în Stasul 3962—53.

Se constată că o primă atenție trebuie acordată dolomitelor de la Ovidiu, care prezintă un deosebit interes pentru întrebuințarea lor în furnale.

Dolomitele de la Topalu au conținutul de Insol. peste prevederile stasului.

Deci, rocile carbonatice jurasice din Dobrogea își pot găsi diverse întrebuințări între care și în industria lianților și parțial pentru siderurgie.

CONCLUZII

Depozitele jurasice din Dobrogea aparținînd malmului (callovian, oxfordian, kimmeridgian, portlandian?) sînt constituite în marea lor majoritate din roci carbonatice. Rocile dolomitice apar la Ovidiu (kimmeridgian) și în mod excepțional în alte părți; restul depozitelor jurasice sînt roci calcaroase cu mare predominanță a calcarelor pure. Roci gresoase sînt puține.

Rocile calcaroase conțin frecvente accidente silicioase, care constituie uneori chiar benzi de concrețiuni. Numai unele calcare pure din kimmeridgianul superior sînt lipsite de accidente silicioase.

Considerate în mod statistic, rocile carbonatice triasice sau mai vechi prezintă valori mai mici în ceea ce privește raportul Ca : Mg, pe cînd la rocile jurasice s-a produs un salt. Depunerea în masă mare a rocilor dolomitice se termină în trias, după care urmează numai excepțional formarea de roci dolomitice, mai ales prin alte procese decît cele de precipitare directă (de exemplu prin concentrarea magneziului pe cale biogenă).

Conținutul de fier al rocilor carbonatice jurasice de obicei este mai mic decît 0,5 Fe_2O_3%, frecvența maximă fiind pentru clase conținînd 0,0—0,1 Fe_2O_3%.

Valori mai ridicate se întîlnesc la rocile dolomitice argiloase.

O comparație a chimismului rocilor jurasice din Dobrogea cu acelea ale depozitelor sincrone din Carpați, este încă prematură, din lipsă de suficiente date analitice. Între puținele date sînt acelea care privesc depozitele triasice de la Troița — Crăciunești din Munții Apuseni (7). Acestea

sînt constituite aproape în totalitate din calcare, pure în mod excepțional se găsesc și roci cu reziduu insolubil, iar dolomitele lipsesc. Rocile din Dobrogea deși în marea lor majoritate sînt calcare pure, totuși spre deosebire de acelea de la Troița — Crăciunești sînt mai bogate în concrețiuni silicioase și, în mod excepțional, constituie însemnate mase de roci dolomitice (Ovidiu).

Această deosebire, ca și deosebirile geologice și paleontologice cunoscute, sînt consecința zonelor diferite de sedimentare.

Cunoașterea compoziției chimice a rocilor din depozitele jurasice și distribuția lor constituie indicații favorabile asupra cercetării lor mai departe pentru valorificarea lor în scopuri practice, și anume în construcție, industria chimică și metalurgie.

ХИМИЗМ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОБРУДЖИ ЮРСКОГО ВОЗРАСТА

РЕЗЮМЕ

Юрские отложения Добруджи, относящиеся к Мальму (келловей, оксфорд, киммеридж, портланд?), представлены в основном карбонатными породами. Доломитовые породы хорошо распространены только в местности Овидиу (киммеридж), на остальной же площади встречаются спорадически. Таким образом, юрские отложения представлены главным образом известняками, среди которых преобладают их чистые разновидности.

Песчанистые породы слабо развиты.

Известняковые породы содержат часто кремнистые включения, местами сгущающиеся и образующие сплошные полосы. Эти включения отсутствуют в некоторых чистых разновидностях киммериджских известняков.

На основании статистических данных устанавливается снижение значений соотношения Ca: Mg в триасских и даже более древних карбонатных породах и резкое их повышение в юрских породах. Массивное отложение доломитовых пород заканчивается в триассе, в последующие периоды образование этих пород носит спорадический характер и было вызвано, главным образом, другими процессами, чем прямое осаждение (например, биогенической концентрацией магния).

Содержание железа в карбонатных породах юры обычно не превышает 0,5% Fe_2O_3 и колеблется в основном в пределах между 0,0—0,1% Fe_2O_3.

Более высокие значения содержания железа встречаются в доломитовых глинистых разновидностях.

Изучение химического состава юрских отложений и их распределение дает ценные указания для практического их освоения в строительстве, химической промышленности и металлургии.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Проекция юрских карбонатных пород Добруджи на треугольной диаграмме Вишнякова. Цифры в скобках — порядковый номер клеток на треугольной диаграмме.

Рис. 2. — Распределение случаев на треугольной диаграмме Вишнякова.

Рис. 3. — Распределение молекулярного отношения SiO_2: $Al_2O_3 < 20$ в карбонатных породах Добруджи. Клетки на треугольнике Вишнякова отмечены цифрами, а клетка 14 заштрихована.

Рис. 4. — Возрастное распределение юрских пород: *c* — келловей; *o* — оксфорд; *k* — киммеридж.

Рис. 5. — Распределение MgO в юрских карбонатных породах Добруджи. *F* — количество случаев в %.

Рис. 6. — Распределение Fe_2O_3 в юрских карбонатных породах Добруджи. *F* — количество случаев в %.

Рис. 7. — Распределение Al_2O_3 в юрских карбонатных породах. Заштриховано — породы, относящиеся к клетке 14. Остальные цифры — порядковый номер клеток на треугольной диаграмме Вишнякова.

Рис. 8. — Отношение SiO_2: Al_2O_3: Fe_2O_3 в юрских карбонатных породах Добруджи. Белые кружки — чистые разновидности известняка; черные кружки — остальные породы; двойные кружки — средняя отношений.

Рис. 9. — Границы изменения химического состава известняковых пород для определения возможности использования известняка в качестве вяжущего материала.

1 — окись кальция; *2* — жирная известь; *3* — тощая известь; *4* — гидравлическая известь.

CHIMISME, DISTRIBUTION ET RÔLE ÉCONOMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES JURASSIQUES DE DOBROGEA

RÉSUMÉ

Les dépôts jurassiques de Dobrogea appartenant au Malm (Callovien, Oxfordien, Kimmeridgien, Portlandien) sont constitués, en grande majorité, par des roches carbonatées. Les roches dolomitiques apparaissent à Ovidiu (Kimmeridgien) et, exceptionnellement en d'autres endroits; au reste, les dépôts jurassiques sont constitués par des roches calcaires, où prédominent les calcaires purs.

Les roches gréseuses sont rares.

Les roches calcaires comprennent de fréquents accidents siliceux, constituant quelquefois des bandes de concrétions. Seulement quelques calcaires purs du Kimmeridgien sont dépourvus d'accidents siliceux.

Au point de vue statistique, dans les roches carbonatées triasiques ou plus anciennes, le rapport Ca/Mg a une valeur moindre, par rapport à celui des roches jurassiques où on constate un saut. Le dépôt en grande masse des roches dolomitiques prend fin dans le trias. Plus tard, la formation de ces roches n'aura lieu qu'exceptionnelement et sera due à d'autres processus, différents de la précipitation directe (concentration du magnésium par voie biogène, par exemple).

La teneur en fer des roches carbonatées jurassiques est, d'ordinaire, inférieure à 0,5 FeO_3%, la fréquence maximum appartenant aux classes contenant 0,0—0,1 Fe_2O_3%.

Dans les dolomies argileuses, cette teneur est plus élevée.

La composition chimique et la distribution des roches dans les dépôts jurassiques constituent des indications favorables pour la continuation de leur étude, en vue de leur mise en valeur, dans les domaines des constructions, de l'industrie chimique et de la métallurgie.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Projection des roches carbonatées jurassiques de Dobrogea dans le triangle de Vişneakov. Les chiffres en parenthèse désignent les numéros d'ordre des cellules dans le triangle de projection.

Fig. 2. — Distribution des cas dans le triangle de projection de Vişneakov.

Fig. 3. — Distribution du rapport $SiO_2 : Al_2O_3 > 20$ dans les roches carbonatées de Dobrogea. Les cellules du triangle de Vişneakov sont indiquées par des chiffres, sauf la cellule 14, indiquée par des hachures.

Fig. 4. — Distribution chronologique des roches jurassiques : *c*, — Callovien ; *o*, Oxfordien ; *k*, Kimmeridgien.

Fig. 5. — Distribution de l'MgO dans les roches carbonatées jurassiques de Dobrogea. *F*, fréquence en %.

Fig. 6. — Distribution de l'Fe_2O_3 dans les roches carbonatées jurassiques de Dobrogea. *F*, fréquence en %.

Fig. 7. — Distribution de l'Al_2O_3 dans les roches carbonatées jurassiques. Hachures : roches appartenant à la cellule 14. Les autres chiffres indiquent d'autres cellules dans le triangle de projection de Vişneakov.

Fig. 8. — Rapport $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ dans les roches carbonatées de Dobrogea ; ○, calcaires purs ; ●, autres roches ; ◉, moyenne des rapports.

Fig. 9. — Limites de variation de la composition chimiques des roches calcaires entre lesquelles elles sont utilisables comme matière première pour la fabrication des liants.

1, Oxyde de calcium ; *2*, chaux grasse ; *3*, chaux maigre ; *4*, chaux hydraulique.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Iaşi, 1940.
2. CHILINGAR G. V., *Ca/Mg Ratios of calcareous sediments as function of depth and distance from shore*, Department of Petroleum Engineering University of Southern Calif. (extras).
3. — *Distribution and abundence of chert and flint as related to the Ca/Mg ratio of limestones*, Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**, 1559—1562.
4. ЮНГ В. Н., *Основы технологии вяжущих веществ*, Москва, 1951.
5. PATRULIUS D., *Notă asupra unei faune Luzitaniene din regiunea văii Casimcea*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie şi geografie, 1956, **I**, *3—4*.
6. SAVUL M. şi MOVILEANU A., *Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatice triasice din Dobrogea de nord*, Stud. şi cercet. şt. Iaşi, 1959, **X**, *1*.
7. SAVUL M. et IANOVICI V., *Géochemie des éléments majeurs dans les roches carbonatées de Roumanie*, Congrès Intern. de geol., Copenhaga, 1960.
8. — *Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara*, Stud. şi cercet. geol., 1959, **IV**, *1*, 59.
9. SIMIONESCU I., *Straturile jurasice dintre Hîrşova şi Boasgic*, An. Inst. geol. Rom., 1909, **III**, *1*, 1—34.

STRATIFICAȚIA RITMICĂ DIN DYKUL DE GABBRO DE LA ALMAȘ-SĂLIȘTE (MUNȚII DROCEA)

DE

G. CIOFLICA și H. SAVU

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie din 19—31 mai 1961

Cercetările noastre anterioare în Munții Drocea ne-au permis să precizăm caracterele vulcanismului ofiolitic mezozoic și sensul evoluției acestuia. De asemenea, am subliniat că acestui vulcanism îi sînt asociate o serie de corpuri subvulcanice, adesea cu structuri pseudostratificate, în care acumulările de titanomagnetit se găsesc localizate în special în părțile laterale ale masei eruptive; posibilitățile de formare ale acestor acumulări de oxizi au fost discutate de asemenea destul de amplu (6).

În lucrarea de față prezentăm unele aspecte de detaliu legate de structura corpului de gabbro de la Almaș-Sălișteș, avînd la bază un vast material provenit din foraje. În acest sens, forma de dyk pseudostratificat, care se conturează acum mai precis, ca și stratificația ritmică din masa corpului de gabbro sînt elemente ce nu au fost cunoscute pînă acum la noi.

STRUCTURA DYKULUI DE GABBRO

1. CARACTERUL PSEUDOSTRATIFICAT AL DYKULUI

În partea de sud-est a Munților Drocea, la circa 7 km spre NE de Cerbia, se găsește localitatea Almaș-Sălișteș. În complexul bazaltic de vîrstă jurasică apare un corp de gabbro a cărui structură, în linii generale, a fost schițată în lucrările noastre anterioare (6). Corpul de gabbro se dezvoltă pe o distanță de circa 2 km și o lățime de 800 m, începînd

din satul Almaş-Sălişte, de la confluenţa văii Strîmbului cu Valea Mare, şi pînă la Văleni (fig. 1 şi 2).

În extremitatea sud-estică apare şi o fîşie de microgabbrouri care aminteşte de un facies marginal, datorită particularităţilor sale structurale. Privit în ansamblu, corpul de gabbro are o formă alungită după o direcţie NE-SV pe alocuri, cu marginile destul de sinuoase. La extremitatea sa nordică se observă apofize laterale, ce străbat complexul de roci bazaltice. Dacă urmărim limita dintre curgerile de bazalte şi corpul de gabbro se observă că în apropiere de Gruiul Ursului, acolo unde înălţimile sînt mai mari, corpul de gabbro este mult mai îngust şi are părţile marginale acoperite de bazalte. Numai extremitatea nordică şi cea sudică au fost deschise de eroziune pe o suprafaţă mai însemnată, încît corpul de gabbro apare, aici, mai bine dezvoltat. Studiul profilelor de amănunt, în aflorimente şi în foraje, scoate în evidenţă toate particularităţile unui dyk, care are tendinţa de înrădăcinare de-a lungul marginii sud-estice. La partea sa superioară, corpul de gabbro se lărgeşte, luînd aspectul unei pîlnii, pentru ca în adîncime cele două suprafeţe de contact să încline către SE, fiind aproape paralele (fig. 3). Zona centrală a dykului a fost străbătută de foraje pe circa 300 m, la care — adăugînd diferenţa de nivel pînă la cotele cele mai înalte — putem estima grosimea verticală, cunoscută pînă în prezent, la circa 470 m.

Examinarea unui vast material provenit din aflorimente şi din foraje a arătat că dykul de gabbro este destul de neomogen, prezentînd o largă variaţie petrografică, în special în zona centrală a extremităţii sale sudice.

În acest fel, în dykul de gabbro se pot delimita două zone, una superioară şi alta cu stratificaţie ritmică[1]) situată imediat sub prima (fig. 3). Ambele zone sînt alcătuite din asociaţii caracteristice de roci, ce prezintă diferenţe atît din punct de vedere structural cît şi mineralogic. Este posibil ca să existe şi o zonă inferioară, dar datele pe care le posedăm sînt insuficiente pentru a o caracteriza din punct de vedere petrografic.

Zona superioară este constituită preponderent dintr-un gabbro cu o granulaţie medie, care prezintă o serie de separaţii anortozitice. Gabbroul este alcătuit dintr-un labrador (52—59% An), totdeauna idiomorf, la care se asociază diopsidul, xenomorf. În anortozite, feldspatul plagioclaz este foarte apropiat de compoziţia unui bytownit (68—72% An). Această masă de gabbrouri este bine conservată în extremitatea nordică a regiunii şi apare destul de omogenă, fără să prezinte diferenţieri prea pronunţate.

Zona cu stratificaţie ritmică, situată imediat sub zona superioară, cuprinde o succesiune de roci gabbroice, ce se repetă la diferite nivele în profilul corpului eruptiv. Cele trei nivele principale, identificate în zona cu stratificaţie ritmică, sînt alcătuite dintr-o serie de benzi continue sau chiar discontinue, cu grosimi extrem de variabile şi care alternează în mod succesiv. Fiecare nivel cuprinde o asociaţie de gabbrouri,

[1]) Precizarea noţiunilor de stratificaţie ritmică şi criptostratificaţie a fost făcută de către Wager şi Deer în 1939 şi Wager în 1953.

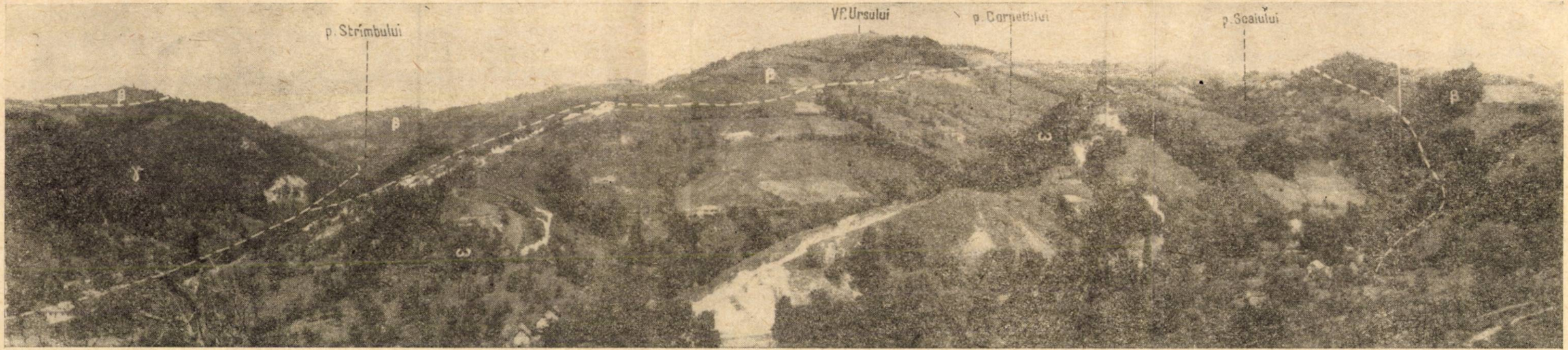


Fig. 1. — Vedere panoramică a regiunii de la N și NE de satul Almaș-Sălișteː Linia punctată delimitează gabbrourile (ω) și granitele (γ) de bazalte (β).

hiperite și dolerite, dintre care unele, situate la partea inferioară, au structuri în general doleritice, iar altele, situate la partea superioară, au structuri hipidiomorf-grăunțoase. Rocile ce constituie această zonă cuprind labrador (50—70% An), olivină, hipersten, diopsid, magnetit și ilmenit, la care se adaugă, uneori, cuarț. Acumulările mai importante

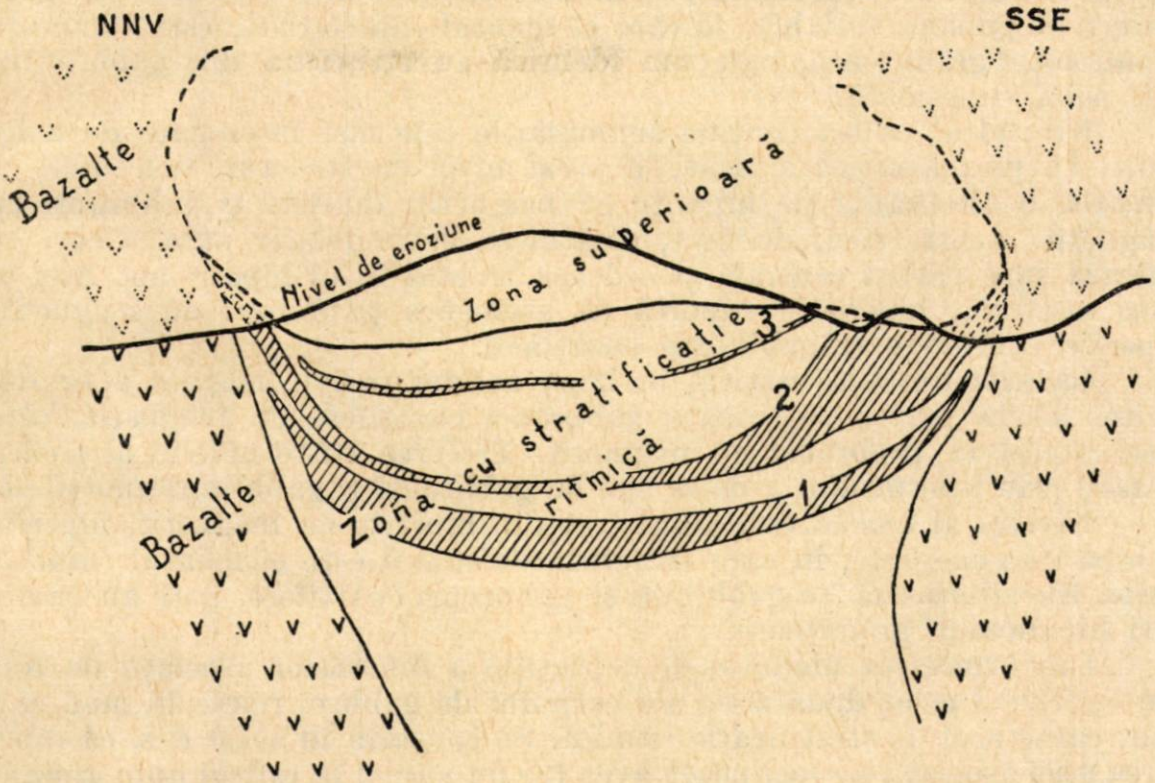


Fig. 3. — Profil ipotetic prin dykul pseudostratificat de la Almaș-Sălișteu.
Se distinge o zonă superioară, alcătuită din gabbrouri și anortozite, și o zonă cu stratificație ritmică, care cuprinde trei nivele (*1, 2, 3*). Fiecare nivel este constituit dintr-o asociație de dolerite, gabbrouri și hiperite, cu structuri în general doleritice (porțiunile hașurate), ce alternează cu gabbrouri, ale căror structuri sînt hipidiomorf-grăunțoase (porțiunile albe).

de magnetit se găsesc în special în nivelul intermediar și mai puțin în cel inferior și cel superior.

În părțile marginale, benzile de gabbrouri înclină către centru cu 40—65°, pentru ca apoi să devină cvasiorizontale. Aspectul de albie care se creează prin însuși modul de dispunere a acestor benzi, sugerează chiar de la prima vedere ideea unei diferențieri fracționate și acumulări gravitative.

În cuprinsul zonei cu stratificație ritmică se constată cea mai accentuată variație mineralogică și structurală, fapt ce demonstrează că procesul de diferențiere a fost extrem de pronunțat (fig. 4).

Primul nivel din zona cu stratificație ritmică este alcătuit dintr-o succesiune de roci, extrem de caracteristice pentru procesul de acumulare gravitativă. În bază se găsește o fîșie discontinuă de gabbrouri cu olivină, care trece la partea superioară în gabbrouri cu magnetit, hiperite

și dolerite. De fapt, elementul esențial îl reprezintă hiperitele, restul fîșiilor avînd dezvoltări limitate. Este important de subliniat faptul că, în partea centrală, cuarțul devine un component principal al gabbrourilor și hiperitelor. Aici se constată o alternanță de gabbrouri cuarțifere, hiperite, hiperite cuarțifere și gabbrouri, ceea ce sugerează ideea unor depuneri ritmice. Nivelul inferior se încheie printr-o fîșie continuă de gabbrouri, cu grosimi variabile, la care elementul caracteristic este structura hipidiomorf-grăunțoasă, oarecum identică cu structura din gabbrourile din zona superioară.

Nivelul al doilea conține acumulările cele mai însemnate de magnetit. În partea estică a fîșiei, la acest nivel cu structuri doleritice, se remarcă o alternanță de hiperite cu magnetit, dolerite și gabbrouri cu magnetit. Aceste roci, de fapt, alcătuiesc benzi relativ subțiri care se efilează spre partea centrală și cedează treptat locul hiperitelor. Aici în zona centrală, hiperitele suportă de asemenea gabbrouri cu magnetit, hiperite cuarțifere și gabbrouri cuarțifere.

La extremitatea vestică, în baza acestei fîșii principale apar dolerite, iar la partea superioară gabbrouri cuarțifere cu magnetit, care trec lateral în gabbrouri cu magnetit. Trecerea către nivelul al treilea se face prin intermediul a două fîșii de gabbrouri și gabbrouri cuarțifere.

Nivelul al treilea este constituit din hiperite cu magnetit, hiperite și hiperite cuarțifere, în care structura doleritică este elementul caracteristic. Ele alternează cu gabbrouri și gabbrouri cuarțifere, care au structuri hipidiomorf-grăunțoase.

Din urmărirea modului de repartiție a diferitelor asociații de roci din cuprinsul celor două zone ale corpului de gabbro, reiese în mod evident caracterul de stratificație ritmică. Se constată în acest caz, că repetarea unei asociații de roci poate avea loc nu numai în cadrul unui anumit nivel, ci chiar într-o fîșie cu grosimi extrem de mici. Aceasta constituie, de fapt, una dintre particularitățile dykului pseudostratificat de la Almaș-Sălișste.

2. PARTICULARITĂȚILE STRUCTURALE ȘI TEXTURALE

Între gabbroul situat în zona superioară și asociațiile de roci din cadrul zonei cu stratificație ritmică există și diferențe structurale însemnate sau chiar texturale. Cele trei nivele din zona cu stratificație ritmică pot fi reconstituite atît prin anumite structuri specifice acestora, cît și prin granulația mai redusă a rocilor ; variațiile structurale pot apare uneori chiar în cadrul unei fîșii discontinue.

În masa gabbroului principal, din zona superioară, este caracteristică structura hipidiomorf-grăunțoasă. Roca are în general granulație medie și mai rar apar faciesuri pegmatitice. Zona cu stratificații ritmice prezintă o largă variație structurală, în general fiind caracteristică structura doleritică. Rocile sînt constituite din cristale mari de feldspat plagioclaz zonat și piroxen, care sînt cuprinse într-o masă fundamentală doleritică, formată din lamele alungite de plagioclaz și din piroxen mai

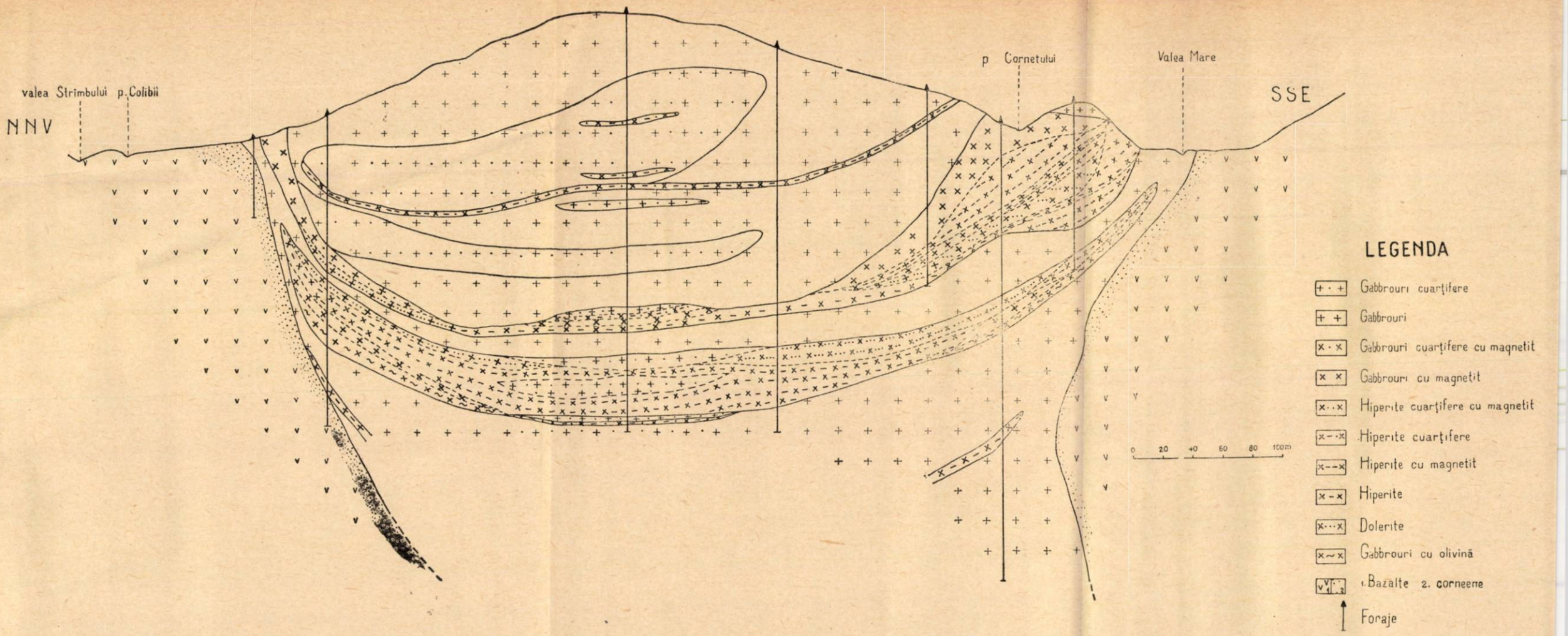


Fig. 4. — Profil geologic prin dykul pseudostratificat de la Almaș-Săliște.

mărunt cristalizat. Prin aceste forme se ajunge la structura doleritică caracteristică. În cele trei nivele din zona cu stratificație ritmică apar gabbrouri cu structuri hipidiomorf-grăunțoase. Delimitarea exactă a unui anumit facies este greu de realizat, deoarece trecerile între diferitele varietăți structurale sînt gradate. Acesta desigur că este un element în plus, care trădează relațiile de ritmicitate, ce există între diferitele faciesuri din masa corpului eruptiv. Este important de semnalat și faptul că, în benzile cu roci doleritice se remarcă, pe lîngă texturile masive, și texturi orientate. În acest caz, lamelele de feldspat plagioclaz și chiar cristalele de piroxen sînt orientate conform cu planul general de stratificație.

3. COMPOZIȚIA MINERALOGICĂ

Un oarecare contrast între zona superioară și zona cu stratificație ritmică este dat și de repartiția mineralelor care participă la alcătuirea rocilor. În zona cu stratificație ritmică, datorită variațiilor petrografice și recurențelor care apar, de multe ori acest contrast dispare.

Feldspatul plagioclaz este predominant în zona de dezvoltare a anortozitelor (95%) și scade conținutul în acest component în mod sensibil către părțile inferioare ale corpului gabbroic (de la 70 la 50%). O serie de oscilații desigur că apar în cadrul unui astfel de profil, atît în zona centrală cît și în părțile marginale ale corpului gabbroic, unde se întîlnesc, pe alocuri, șlire anortozitice.

Feldspatul plagioclaz din anortozite și din gabbrourile din zona superioară are dimensiuni normale, este mai slab zonat și prezintă lamele late de maclă. În fîșiile de gabbrouri din zona cu stratificație ritmică plagioclazul formează lamele alungite, dar mult mai înguste decît în primul caz, și prezintă structuri zonare recurente.

În toate nivelele din masa corpului de gabbro, feldspatul plagioclaz este idiomorf și constituie primul component cristalizat. În rocile anortozitice, compoziția feldspatului plagioclaz variază în limite destul de restrînse, de la 68 la 72% An, iar în restul gabbrourilor din zona superioară, variază de la 52 la 69% An.

În gabbrourile, hiperitele și doleritele din zona cu stratificație ritmică, conținutul în anortit variază de la 50 la 70%. O prelucrare statistică, făcută pe baza determinării a 70 de cristale, a arătat că în părțile marginale ale zonei cu stratificație ritmică numai 30% din cazuri au conținuturi mai mari de 65% An, în timp ce în partea centrală, acolo unde fîșiile de gabbrouri devin aproape orizontale, apar 50% cazuri cu conținuturi mai mari de 65% An.

Olivina se găsește numai la partea inferioară a zonei cu stratificație ritmică, unde alcătuiește o fîșie discontinuă de gabbrouri cu olivină. La partea superioară a acestei fîșii, olivinei și plagioclazului i se asociază hiperstenul. Este bine să menționăm faptul că, oblivina nu apare niciodată în zona centrală, adică acolo unde se găsește cuarțul în parageneză cu piroxenul. Gradul său de idiomorfism este mai scăzut decît

al feldspatului plagioclaz, fapt explicabil, deoarece s-a format în urma acestuia. Compoziţia olivinei corespunde unui crisolit de forma Fo_{80} Fa_{20}.

Hiperstenul apare la anumite nivele în zona cu stratificaţie ritmică, jucînd aici un rol esenţial în alcătuirea unor roci hiperitice, dispuse sub formă de benzi continue, ce alternează fie cu gabbrouri cu magnetit, în partea estică, fie cu gabbrouri în asociaţie cu clinopiroxenul. Uneori se adaugă şi cuarţul, constituind succesiuni de roci ce se repetă de mai multe ori în profilul corpului eruptiv. Conţinutul în hipersten creşte în mod simţitor în rocile din partea inferioară a zonei cu stratificaţie ritmică, ajungînd la 20%, în timp ce în rocile din partea superioară a acestei zone este mult mai scăzut (sub 10%). Compoziţia sa, determinată pe cale optică $(-2V) = 69°$, corespunde la 25% F_s. În mod obişnuit, hiperstenul are dimensiuni normale, dar mai mici decît ale plagioclazului.

Diopsidul se găseşte în toate rocile ce alcătuiesc corpul de gabbro, dar în proporţii extrem de variabile. Este posibil ca această impresie de distribuţie neuniformă a piroxenului în masa corpului eruptiv să fie dată de participarea abundentă a hornblendei brune, cu care dă concreşteri variate. În gabbrourile, doleritele şi hiperitele lipsite de magnetit, diopsidul este totdeauna xenomorf, mulînd cristalele de plagioclaz şi numai acolo unde se asociază şi magnetitul, acesta are tendinţa de a deveni uşor prismatic, dar cu dimensiuni mai reduse decît în primul caz.

Magnetitul şi *ilmenitul* formează diseminări mai bogate sau mai slabe în gabbrourile şi hiperitele din zona cu stratificaţie ritmică. Zonele mai bogate (12%) — ce alcătuiesc fîşii, lentile sau cuiburi — au aureole de diseminări mai slabe, ce fac trecerea către faciesurile laterale, ajungînd astfel la un gabbro care nu conţine mai mult de 3% magnetit. Diseminările bogate apar exclusiv în părţile marginale ale corpului eruptiv, în timp ce în partea centrală rareori formează slabe acumulări sub formă de fîşii subţiri sau cuiburi. În general, fîşiile de gabbro cu magnetit şi hiperit cu magnetit nu depăşesc 20 m grosime.

Magnetitul, ca şi ilmenitul, constituie grăunţe xenomorfe şi formează coroane de reacţie în jurul diopsidului şi hiperstenului. Hornblenda brună şi biotitul, se dispun în jurul magnetitului arătînd formarea sa mai tardivă. Pe suprafaţa grăunţelor de titanomagnetit apar lamele de ilmenit orientate după faţa (111), ce sînt provenite din dezamestec şi le imprimă acestora o microstructură caracteristică. Ilmenitul prezintă aceleaşi particularităţi morfologice ca şi magnetitul şi participă în proporţii reduse, între 1 şi 2%. Pe suprafaţa sa se observă lamele de oligist formate, şi în acest caz, prin dezamestec. Este important să semnalăm prezenţa oligistului, rutilului şi sfenului, uneori destul de abundent, care provin prin transformarea ilmenitului.

Cuarţul este un component al gabbrourilor şi hiperitelor din partea centrală a zonei cu stratificaţie ritmică, ce apare la diferite nivele în masa acestuia. El se găseşte în interstiţiile celorlalte minerale, reprezentînd ultimul component cristalizat.

4. SUCCESIUNEA DE CRISTALIZARE

Descifrarea succesiunii de cristalizare, bazată pe gradul de idiomorfism și relațiile reciproce dintre diferitele minerale, permite a completa imaginea privind mecanismul formării corpului de gabbro și a posibilităților de apariție a stratificației ritmice.

Atît în zona cu stratificație ritmică, cît și în zona superioară, primul component cristalizat este apatitul și apoi feldspatul plagioclaz. Urmează în succesiune, în zona superioară, diopsidul, care este totdeauna xenomorf și conține incluziuni de feldspat plagioclaz. În zona cu stratificație ritmică, feldspatului plagioclaz îi urmează, în succesiune, olivina, hiperstenul și apoi diopsidul. Cristalizarea magnetitului a început după diopsid sau chiar în faza finală a depunerii acestuia. El are totdeauna contururi xenomorfe și formează coroane de reacție în jurul piroxenului. Ilmenitul s-a separat după magnetit, deoarece conține incluziuni din acest mineral. După formarea magnetitului și ilmenitului s-a depus hornblenda brună, care încheie succesiunea de cristalizare.

METAMORFISMUL DE CONTACT AL BAZALTELOR

Dykul de gabbro a determinat transformări însemnate în masa bazaltelor, dar pe o suprafață restrînsă, rezultînd în acest fel corneene cu piroxen și amfibol. Ele apar sub forma unor fîșii, relativ înguste, limitate în vecinătatea corpului de gabbro. O astfel de fîșie de corneene cu piroxen și amfibol apare în extremitatea vestică a corpului eruptiv, nu departe de confluența pîrîului Colibii cu valea Strîmbului. Forajele care au străbătut marginea vestică a dykului au interceptat fîșia de corneene, care se pare că s-ar dezvolta mai mult în adîncime. În apropiere de confluența văii Sașa cu Valea Mare se găsește, de asemenea, o altă fîșie de corneene. Aici, procesul de transformare a bazaltului în corneene este extrem de evident și pare să fie influențat nu numai de magma gabbroică, ci și de injecțiile de banatite. Masa principală de corneene este de fapt injectată de gabbrouri, granite și aplite banatitice.

În unele cazuri, prin metamorfismul de contact se șterge complet structura ofitică, devenind caracteristică structura cristaloblastică, care manifestă treceri către aspecte porfiroblastice. În alte cazuri, orientarea divergentă a lamelelor de feldspat plagioclaz este bine conservată, iar piroxenii și amfibolii apar rotunjiți sau poligonali. Trebuie să menționăm și faptul că, în acest facies, asociația caracteristică este augitul și hornblenda, iar biotitul este absent. Atît augitul cît și hornblenda, pe alocuri, formează aglomerări în formă de cuiburi sau fîșii discontinue, ce alternează cu pulbere de minereu.

Soluțiile hidrotermale nu au evitat corneenele, ci le-au transformat, pe alocuri, destul de puternic. Aceste fenomene sînt trădate de apariția lamelelor de clorit, filonașelor cu epidot, sericitului în masa feldspatului plagioclaz, și a cuarțului în pasta rocii.

CONDIȚIILE DE FORMARE A STRATIFICAȚIEI RITMICE

Prin studiul evoluției vulcanismului ofiolitic din Munții Drocea am ajuns la concluzia, exprimată în unele lucrări anterioare (4), (5), (6), că magmele bazaltice inițiale au prezentat diferite stări de oxidare. Datorită acestui fapt, procesul de cristalizare a magmelor gabbroice, ce au generat corpurile subvulcanice, a urmărit două sensuri evolutive : unul, prin care produsele reziduale au fost îmbogățite în fier, și ca atare a permis formarea magnetitului, și altul, prin care întreaga cantitate de fier a fost consumată pentru formarea silicaților feromagnezieni, separați în diferite etape ale cristalizării. În ambele cazuri însă, procesul de stratificare a celor mai multe corpuri subvulcanice din Munții Drocea devine o caracteristică esențială, ce trebuie luată în considerare. Contrastul ce apare între diferitele nivele de acumulare din masa corpurilor subvulcanice este extrem de evident, mai ales în două cazuri : la pînza intruzivă de la Căzănești—Ciungani și la corpul de roci ultrabazice de la Roșia-Nouă (6), (10). În primul caz, la partea superioară este caracteristică o asociație de gabbrouri formate din bytownit și diopsid, iar la partea inferioară și cea centrală, unde apar acumulările de oxizi, se găsesc gabbrouri și hiperite, alcătuite din labrador, olivină, hipersten și augit. În cel de-al doilea caz, procesul de stratificare a dus la apariția unui nivel superior de gabbrouri, în care este caracteristică o olivină magneziană, iar la partea inferioară la roci peridotitice, în care olivina este feriferă. Pentru aceste două cazuri extreme, am considerat că procesul de cristalizare fracționată și acumulare gravitativă este elementul esențial. Deosebirea constă numai în modul de evoluție diferit, dat de starea de oxidare diferită inițial, care a permis, în primul caz, cristalizarea plagioclazului ca prim component, iar în al doilea caz, a olivinei magneziene, după care a urmat fenomenul de flotație a acestor componenți, treptat cu acumularea magmei reziduale către părțile inferioare.

Dykul de gabbro de la Almaș-Sălișteț, care conține acumulări de titanomagnetit în părțile marginale ale zonei cu stratificație ritmică, a urmărit linia de evoluție a pînzei intruzive de la Căzănești—Ciungani ; magma inițială fiind oxidată a permis acumularea gravitativă a lichidului rezidual ferifer, paralel cu flotația feldspatului plagioclaz. Cu toate aceste asemănări în evoluția procesului de cristalizare, apar însă și unele particularități, ce dau o notă caracteristică structurii corpului eruptiv de la Almaș-Sălișteț. Aceste elemente noi, care se întîlnesc aici, privesc contrastul mai puțin pregnant dintre zona superioară și zona cu stratificație ritmică, forma concavă a fîșiilor de sub zona superioară și stratificația ritmică.

Desigur că pentru a se ajunge la o astfel de structură, rolul esențial l-a jucat procesul de cristalizare fracționată combinat cu acumularea gravitativă, dar acestuia i s-au alăturat o serie de alți factori impuși de condițiile specifice în care a avut loc consolidarea magmei.

În acest fel, magma gabbroică inițială a pătruns pe fractura din complexul ofiolitic printr-o zonă mai apropiată de extremitatea sud-

vestică a corpului și s-a extins apoi către nord și sud. Localizarea canalului de pătrundere a magmei în extremitatea sudică a dykului gabbroic este confirmată de forajele amplasate în acest sector, cum și de faptul că aici gabbrourile apar la nivelul cel mai inferior.

În aceste condiții, magma a provocat metamorfismul de contact în rocile bazaltice, rezultînd corneene cu piroxen și amfibol, ce formează fîșii discontinue în vecinătatea dykului de gabbro.

Din datele pe care le posedăm, rezultă că procesul de diferențiere este practic limitat la cele două extremități ale dykului. Considerăm că, și în aceste condiții de consolidare proprii corpului de gabbro de la Almaș-Săliște, primul component cristalizat a fost feldspatul plagioclaz, inițial cu o compoziție apropiată de a bytownitului și mai tîrziu de a labradorului. Diferențele însemnate de greutate specifică au provocat migrarea cristalelor de feldspat plagioclaz către părțile superioare, paralel cu acumularea lichidului rezidual ferifer în zona inferioară. În acest mod a fost posibilă formarea anortozitelor de la partea superioară a dykului. Din lichidul rezidual, ce îmbiba scheletul de cristale de feldspat plagioclaz, s-a format mai tîrziu piroxenul, ca ultim component cristalizat, dînd naștere zonei superioare de gabbrouri.

Fenomenul de îndepărtare, încetul cu încetul, a oxidului de fier din zona superioară a continuat însă mult timp, deoarece relațiile între cele două zone, care au început deja să se delimiteze, au fost menținute chiar și o mare parte din perioada de cristalizare a mineralelor componente din zona cu stratificație ritmică. Acest fapt explică de ce între cele două zone există o trecere gradată, ca și contrastul slab dintre unele roci din zona cu stratificație ritmică și acelea din zona superioară.

Migrarea lichidului rezidual din zona superioară a modificat însă extrem de puțin condițiile de cristalizare a plagioclazului din zona cu stratificație ritmică. La acest nivel s-a format un labrador, care este puțin mai sodic în părțile marginale decît acela din zona superioară. Gradul de zonare și recurențele sînt însă mult mai pronunțate, datorită tocmai acestei noi ambianțe create. Variația continuă a compoziției lichidului rezidual a permis formarea olivinei, hiperstenului și clinopiroxenului. Ultimul component format este magnetitul, în părțile marginale ale dykului, și cuarțul sau clinopiroxenul în unele cazuri, în rocile din zona centrală. De aici rezultă că nivelele de gabbrouri cu magnetit și hiperite cu magnetit, care se găsesc numai în părțile marginale ale corpului eruptiv, ca și acelea cu gabbrouri cuarțifere din zona centrală, reprezintă asociații de roci cu caractere oarecum reziduale, cu a căror formare se încheie procesul de cristalizare în zona cu stratificație ritmică.

Fenomenul de ritmicitate este o particularitate deosebit de importantă pentru dykul pseudostratificat de la Almaș-Săliște, fiind marcat prin succesiuni de roci ce alternează la diferite nivele. În general, interpretările privind modul de apariție a ritmurilor sînt destul de variate, fapt pe deplin explicabil, deoarece fiecare corp eruptiv a avut anumite particularități în evoluția sa.

În cazul pe care-l examinăm noi, trebuie să luăm în considerare faptul că benzile de gabbrouri au grosimi, uneori, extrem de mici și sînt

discontinue. De asemenea, variaţia ritmică din zona centrală se petrece între hipersten, diopsid şi cuarţ, iar în părţile marginale, între hipersten, diopsid şi magnetit. Feldspatul plagioclaz îşi păstrează aceeaşi compoziţie, iar hornblenda brună apare în cantităţi însemnate, dar extrem de variabile, la toate nivelele.

Prin urmare, fenomenul de ritmicitate a început o dată cu separarea piroxenului, după ce s-a format reţeaua de feldspat plagioclaz, într-o etapă cînd magma avea un caracter rezidual pronunţat şi cînd era relativ bogată în componenţi volatili. De asemenea, nu trebuie să neglijăm şi faptul că mişcările diferenţiale sînt realizate de magma reziduală, care se acumula gravitaţional, şi de cristalele formate anterior, ce aveau tendinţa de migrare ascensională.

În astfel de condiţii, pentru formarea stratificaţiei ritmice, trebuie să acordăm o importanţă deosebită variaţiei presiunii componenţilor volatili. Este suficient ca în diferite puncte din camera magmatică să se modifice extrem de puţin valoarea presiunii, pentru ca să apară schimbări însemnate în echilibrele stabilite anterior. Acest fapt determină nu numai modificarea vitezei de cristalizare a mineralelor, ci creează condiţii favorabile depunerii unor noi parageneze. Dar această variaţie sensibilă a presiunii componenţilor volatili în timpul desfăşurării procesului de cristalizare determină, desigur, modificări corespunzătoare ale gradului de viscozitate a magmei, fapt care influenţează asupra vitezei de acumulare a lichidului şi de migrare a cristalelor formate anterior.

Reţinem, prin urmare, variaţia presiunii componenţilor volatili ca o cauză esenţială în formarea ritmică a diferitelor parageneze, la care se alătură şi o serie de alţi factori, cu acţiune locală, ce au survenit în aceste condiţii de cristalizare.

În ceea ce priveşte forma concavă a fîşiilor de gabbrouri din zona cu stratificaţie ritmică, care reprezintă o altă particularitate a dykului de gabbro, ea trebuie considerată ca rezultatul evoluţiei normale a procesului de consolidare şi nu neapărat ca o solicitare impusă de eventualele descărcări de presiune în zona inferioară, din vecinătatea canalului de alimentare. Dacă luăm în considerare şi faptul că suprafeţele de contact cu rocile bazaltice au înclinări mari, atunci trebuie să admitem, că şi procesul de acumulare a magmei reziduale s-a realizat în condiţii cu totul specifice. În zona centrală, magma reziduală a avut un grad de viscozitate mai scăzut decît în părţile periferice ale camerei magmatice, unde răcirea avansa mai repede. Datorită acestor diferenţe de viscozitate, ca şi înclinării accentuate a pereţilor laterali, magma reziduală a avut posibilitatea să se acumuleze la nivele diferite ; mai sus, în părţile periferice, şi mai jos, în zona centrală. Acest fapt a determinat ca benzile provenite prin diferenţiere să ia o formă concavă. Foliaţia care se observă în structura dykului, mai ales în partea vestică, unde suprafaţa de contact este mult mai înclinată decît în partea estică, reprezintă de asemenea un argument în această direcţie. Este bine să mai menţionăm şi faptul că, concentraţiile de magnetit apar numai în părţile marginale ale dykului de gabbro, sub forma unor fîşii cu grosimi variabile, ce se efilează în apropiere de zona centrală. Aceasta se explică prin dimensiunile mult

mai reduse ale spațiului de acumulare a magmei reziduale din părțile marginale, în raport cu zona centrală, fapt care a favorizat concentrarea fierului în măsură suficientă pentru apariția fîșiilor de gabbro cu magnetit.

Prin urmare, apariția structurii pseudostratificate a dykului de gabbro este consecința procesului de cristalizare fracționată și acumulare gravitativă a lichidului rezidual, iar particularitățile care se observă, în acest caz, sînt determinate de variația ritmică a tensiunii componenților volatili și de înclinarea pronunțată a pereților laterali ai camerei magmatice.

Dykul pseudostratificat astfel constituit ne apare cu o morfologie destul de neregulată și cu o structură internă în benzi discontinue, în care fenomenul de ritmicitate a fost deosebit de activ, în special în etapa formării produselor reziduale. Prin aceste caractere generale, dykul de gabbro de la Almaș-Săliște, ca și celelalte corpuri pseudostratificate din Munții Drocea, aparține tipului de structuri alpine și se deosebește esențial de structurile stratiforme, care sînt caracteristice lopolitului de la Bushveld și complexului Stillwater (11).

Mișcările kimmerice și laramice au determinat apariția unor serii de fracturi în masa dykului de gabbro, pe care s-au localizat anumite corpuri eruptive. În acest sens, în masa corpului de gabbro apar o serie de filoane și dykuri de roci bazaltice, orientate NV-SE sau chiar E-V, aparținînd ciclului de erupții de vîrstă neocomiană din Munții Drocea. Oligofirele din partea nord-estică a corpului eruptiv sînt asociate aceluiași ciclu de erupții. Vîrsta acestora este precizată pe baza asemănării lor cu bazaltele și oligofirele din părțile sud-estică și nord-vestică ale Munților Drocea. Aici, aceste roci apar asociate cu andezite, jaspuri, piroclastite și depozite neocomiene.

Filoanele de melagabbrouri și corpurile de gabbrouri cu hornblendă reprezintă o suită a dykului pseudostratificat și aparțin, împreună cu acesta ciclului de erupții jurasice.

Dykul de gabbro mai este traversat și de o serie de filoane banatitice, alcătuite din microdiorite cu hornblendă, diorite cuarțifere, granodiorite porfirice, granite porfirice și aplite.

De asemenea, corpul de gabbro a fost și sediul unor intense transformări hidrotermale, care au reușit să modifice în mare parte unele caractere ale rocilor. Izvorul soluțiilor hidrotermale îl poate constitui, în parte, magma gabbroică, în parte erupțiile banatitice. Dintre aceste transformări o amploare mai mare au uralitizările, saussuritizările, bastitizările și zeolitizările. Este bine să menționăm că depunerile de hornblendă verde, uralit și actinot reușesc, în unele cazuri, să substituie complet diopsidul și hornblenda brună. Biotitul care este un produs hidrotermal, formează atît filonașe sau concrețeri variate cu oxizii de fier și hornblenda verde, cît și depuneri în jurul magnetitului. Numeroase filonașe cu prehnit, epidot, zoizit, stilbit, calcit și opal, traversează în toate sensurile gabbrourile. Importante sînt și transformările ilmenitului în oligist, rutil și sfen.

РИТМИЧЕСКАЯ СЛОИСТОСТЬ ГАББРОВОЙ ДАЙКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАШ — СЕЛИШТЕ (ГОРЫ ДРОЧА)

РЕЗЮМЕ

Габбровая дайка месторождения Алмаш - Сэлиште, образовавшаяся в связи с офиолитовым вулканизмом гор Дроча, отличается ясно выраженным псевдослоистым строением, с двумя совершенно различного характера зонами: верхней — сложенной в основном габбро и анортозитами, и нижней — ритмическая слоистость. Эта последняя состоит из трех главных уровней, сложенных габбровыми, гиперитовыми и долеритовыми породами с долеритовой структурой, перемежающимися с габбровидными породами с зернисто-гипидиоморфной структурой. Закономерная повторяемость слоев определенного состава наблюдается не только в пределах мощных пластов, но и очень тонких полос. Контраст между верхней и нижней зонами обусловлен закономерным распределением породообразующих минералов и их характерной структурой. Скопления титаномагнетита встречаются исключительно в боковых частях дайки, в зоне ритмичного строения.

Псевдослоистое строение объясняется кристаллизационной дифференциацией и последующей восходящей миграцией кристаллов полевого шпата — плагиоклаза, а также гравитационным накоплением остаточной насыщенной железом жидкости. В результате постепенной эволюции кристаллизационного процесса образовались магнетитовые габбро, магнетитовые гипериты и габбро с кварцем, то есть породы в некоторой степени остаточного происхождения.

Вогнутая форма полос габбровидных пород объясняется гравитационным накоплением остаточной магмы, которому благоприятствовала различная степень вязкости в краевой и центральной части дайки, а также и сильное наклонение стенок этой последней. Изменением давления летучих компонентов, усиливающихся при выделении пироксена, объясняется ритмичный характер габбрового тела, причем ритмичность центральной зоны обусловлена закономерным последовательным накоплением гиперстена, диопсида и кварца, а в краевых зонах — накоплением гиперстена, диопсида и магнетита.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Панорама района к северу и северо-востоку от с. Алмаш-Селиште. Пунктир — граница. разделяющая габбро (ω) и граниты (γ) от базальтов (β).

Рис. 2. — Геологическая карта района Алмаш — Селиште.

Рис. 3. — Теоретический профиль псевдослоистой дайки месторождения Алмаш — Селиште. Наблюдается верхняя зона, сложенная габбро и анортозитами, и нижняя зона с ритмическим наслоением, включающая три горизонта (1, 2, 3). Каждый горизонт в отдельности состоит из закономерного чередования долеритовых, габбровых и гиперитовых пород, в основном долеритовой структуры

(заштриховано), перемежающихся с габбровыми породами зернисто-гипидиоморфной структуры (белое).

Рис. 4. — Геологический разрез псевдослоистой дайки месторождения Алмаш — Селиште.

STRATIFICATION RYTHMIQUE DANS LE DYKE DE GABBRO D'ALMAŞ-SĂLIŞTE (MONTS DROCEA)

RÉSUMÉ

Le dyke de gabbro d'Almaş-Săliste, associé au volcanisme ophiolithique des Monts Drocea, présente une structure pseudostratifiée évidente. Dans le dyke de gabbro, on peut distinguer deux zones, dont une supérieure, constituée essentiellement de gabbros et d'anorthosites, et l'autre à stratification rythmique, située immédiatement au-dessous de la première. La zone à stratification rythmique comprend trois niveaux principaux, formés par une association de roches gabbroïques, hypéritiques et doléritiques, à structures généralement doléritiques, alternant avec des roches gabbroïques, à structures granuleuses hipidiomorphes. On a constaté que la répétition d'une association de roches se retrouve non seulement dans le cadre d'un certain niveau, mais même dans l'étendue de bandes très peu épaisses. Le contraste entre la zone supérieure et la zone à stratification rythmique est dû à la répartition des minéraux participant à la constitution des roches, ainsi qu'à leurs structures caractéristiques. Les accumulations de tétanomagnétite n'apparaissent que dans les parties latérales du dyke, dans la zone à stratification rythmique.

La formation de la structure pseudo-stratifiée s'explique par la cristallisation fractionnée suivie de la migration ascendente des cristaux de feldspath plagioclase et de l'accumulation gravitative du liquide résiduel ferrifère. L'évolution graduelle du processus de cristallisation a produit l'apparition des gabbros à magnétite, des hypérites à magnétite et des gabbros quartzifères, représentant des roches à caractère en quelque sorte résiduel.

La forme concave des bandes de roches gabbroïques est due à l'accumulation gravitative du magma résiduel qui a été facilitée par les différences de viscosité entre les parties marginales et centrales, ainsi que par la forte inclinaison des parois du dyke. La variation de pression des composants volatiles durant le processus de cristallisation, qui s'est accentuée au fur et à mesure de la séparation du pyroxène, explique le phénomene rythmique au sein de la masse du corps de gabbro. La variation rythmique a lieu, dans la zone centrale, entre l'hypersthène, le diopside et le quartz et, dans les parties marginales, entre l'hypersthène, le diopside et la magnétite.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Vue panoramique de la région au N et au NE du village de Almaş-Sălişte. Le trait pointillé sépare les gabbros (ω) et les granites (γ) des basaltes (β).

Fig. 2. — Carte géologique de la région Almaş-Sălişte.

Fig. 3. — Profil hypothétique par le dyke pseudo-stratifié d'Almaş-Sălişte. On y distingue une zone supérieure formée de gabbros et d'anorthosites et une zone à stratification rythmique, comprenant trois niveaux (*1, 2, 3*). Chaque niveau est constitué par une association de roches doléritiques, gabbroïques et hypéritiques, à structures généralement doléritiques (portions hachurées), alternant avec des roches gabbroïques à structures granuleuses hipidiomorphes (portions blanches).

Fig. 4. — Profil géologique par le dyke pseudo-stratifié d'Almaş-Sălişte.

BIBLIOGRAFIE

1. ALPER A. M. a. POLDERVAART A., *Zircons from the Animasstock and associated rocks, New Mexico*, Econ. Geol., 1957, **52**, 952–971.
2. БЕТЕХТИН А. Г., ГЕНКИН А. Д., ФИЛИМОНОВА А. А. и ШАДЛУН Т. Н., *Текстуры и структуры руд*, Москва, 1958.
3. BOWEN N. L., *The evolution of the igneous rocks*, Princetown Univ. Press., Princeton, New York, 1928.
4. CIOFLICA G., *Entwicklung des mesozoischen Vulkanismus des Drocea-Gebirge*, Acta Geologica, 1961, **VII**.
5. — *Studiul mineralogic şi petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunile Căzăneşti-Ciungani (M-ţii Drocea)*, An. Com. geol., 1960, **XXXII**.
6. CIOFLICA G. şi SAVU H., *Posibilităţile de formare a titanomagnetitelor din Munţii Drocea*, Stud. şi cercet. geol. 1960, **V**, *4*.
7. LEBEDINSKI V. I., *Despre fenomenele de reacţie din gabbroul olivinic din plutonitul de la Korosten*, Anal. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1954, *4*.
8. PAPIU V. CORVIN, SAVU H., ROMANESCU D. şi PÎRVU L., *Corelaţia dintre alcătuirea geologică şi anomaliile magnetice din zona axială a Masivului Drocea (M-ţii Apuseni)*, Dări de seamă Com. geol., 1954–1955, **XLII**.
9. POLDERVAART A. a. TAUBENECK W. H., *Layered intrusions*, Report of Twenty-First Session Norden, Copenhaga, 1960, partea a XIII-a.
10. SAVU H., *Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureşului*, Dări de seamă Com. geol., 1961, **45** (sub tipar).
11. THAYER T. P., *Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite gabbro complexes*, Report of Twenty-First Session Norden, Copenhaga, 1960, partea a XII-a.
12. TURNER I. F. a. VERHOOGEN J., *Igneous and metamorphic Petrology*, New York, 1951.
13. ЗАВАРИЦКИЙ А. Н., *Изверженные горные породы*, Москва, 1956.
14. WAGER L. R. a. MITCHELL R.L., *The distributions of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergrad intrusion, east Greenland*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1951, **I**, *3*.
15. WAGER L. R. a BROWN G. M., *A note on rhytmic layering in the ultrabasic rocks of Rhum*, Geol. Mag., 1951, **LXXXVIII**, *3*.
16. WAGER L. R., *Differing powers of cristal nucleation as a factor producing diversity in layered igneous intrusions*, Geol. Mag., 1959, **96**.

CHIMISMUL ZĂCĂMINTELOR DE FIER DIN PARTEA CENTRALA ESTICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂI

I. ELEMENTELE MAJORE

DE

H. KRÄUTNER şi FLORENTINA KRÄUTNER

Comunicare prezentată de M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 10 noiembrie 1961

Cristalinul epizonal al Masivului Poiana Ruscăi găzduieşte importante zăcăminte de fier de origine sedimentară, cutate şi metamorfozate regional o dată cu stiva de sedimente în care se aflau concordant intercalate. Astfel, rocile acestor zăcăminte ca şi cele ale zăcămintelor de mangan (10), (11), mult mai răspîndite în cristalinul Carpaţilor, trebuie considerate roci cristaline.

Pînă acum două decenii s-a menţinut concepţia genezei hidrotermal-metasomatice lansată de Fr. Schafarzik (13) şi acceptată ulterior de geologii romîni şi maghiari care s-au ocupat de aceste zăcăminte (7), (6). Ideea genezei sedimentar-metamorfice a fost exprimată pentru prima dată în 1942 de către Al. Codarcea şi N. Petrulian [1]) şi, ulterior, a găsit o confirmare deplină în studiul nostru de detaliu asupra zăcămintelor de fier şi a cristalinului epizonal al Masivului Poiana Ruscăi [2]).

Zăcămintele de fier se află intercalate la diferite nivele şi cutate concordant într-un complex de şisturi bogat în roci tufogene, bine delimitat

---

[1]) Al. Codarcea şi N. Petrulian, *Raport geologic minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscăi, reg. Teliuc—Ghelar*, Arh. Com. geol., 1942.

[2]) I. şi E. Bercia, H. şi F. Kräutner, O. Maier, M. şi G. Mureşan, *Raport asupra cercetărilor geologice în Masivul Poiana Ruscăi (Teliuc—Ruda)*, Arh. Com. geol., 1958. I. şi E. Bercia, H. şi Fl. Kräutner, O. Maier, M. şi G. Mureşan, Gh. Neacşu şi Cr. Chivu, *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ruda—Poiana Crivina—Bătrîna Socet—Cerbăl—Sohodol (Poiana Ruscăi)*, Arh. Com. geol., 1959.

din punct de vedere stratigrafic şi în care s-au putut urmări variaţii faciale şi metamorfice ce se constată paralel şi în rocile constituente ale zăcămintelor, de la faciesul de şisturi verzi în est, la faciesul albit-epidot-amfibolitic în vest.

Zăcămintele de care ne vom ocupa în studiul de faţă aflorează de-a lungul unei fîşii orientate est-vest, între localităţile Teliuc — Ghelar — — Vadul-Dobrii şi aparţin nivelului inferior (toate zăcămintele din est) şi nivelului mediu al complexului tufogen (majoritatea zăcămintelor din vest). În nivelul superior al complexului, care în cea mai mare parte este erodat, au fost semnalate doar rare iviri de roci ankeritice.

În funcţie de condiţiile fizico-chimice ale mediului de sedimentare (Eh şi pH), care au determinat forma sub care a precipitat fierul în timpul acumulării (2), (4), (5), (14), rocile constituente ale zăcămintelor se pot grupa în faciesuri iniţiale de sedimentare [1]) (3). Dintre acestea răspîndirea cea mai mare o are faciesul carbonatic, căruia îi aparţin aproape toate zăcămintele cercetate. Este reprezentat prin numeroase varietăţi de roci sideritice, ankeritice, ce se prezintă sub formă de corpuri intercalate în lentile dolomitice (dolomite ferifere) cutate şi care în zonele de oxidare trec în diferite tipuri de limonite. Faciesul de oxizi, reprezentat prin roci magnetitice şi hematitice, este mai puţin răspîndit şi reprezintă adesea variaţiile laterale de facies ale carbonatitelor cu care se îndinţează prin alternanţe de siderite şi magnetitite, siderite rubanate cu magnetit şi siderite cu magnetit. Rocile aparţinînd faciesului de silicaţi apar doar sporadic, fiind reprezentate prin biotite ferifere, roci Fe-antofilitice şi cummingtonitice. Din cauza lipsei unui număr suficient de analize nu ne vom ocupa cu chimismul acestor roci. Faciesul de sulfuri nu este reprezentat în cadrul zăcămintelor cercetate.

Consideraţiile noastre asupra chimismului zăcămintelor de fier se vor referi în special asupra carbonatitelor, care reprezintă marea majoritate a minereului, şi mai puţin asupra rocilor faciesului de oxizi.

Spre deosebire de rocile cu mangan din Carpaţi (10) rocile ferifere ale cristalinului din Poiana Ruscăi şi în special carbonatitele prezintă o omogenitate mai mare. Probele pentru analize au fost alese ca să reprezinte cît mai fidel un anumit tip de rocă. Rocile rubanate în general le-am evitat, iar rarele filonaşe de cuarţ hidrotermal metamorf sau intercalaţiile subţiri de minerale micacee au fost înlăturate cu precauţie.

În consideraţiile asupra chimismului zăcămintelor de fier ne bazăm îndeosebi pe date statistice rezultate dintr-un număr mare de analize. În acest scop pe lîngă analizele noi pe care le prezentăm am utilizat şi analize ce au fost selecţionate (ca fiind găsite satisfăcătoare) din literatură, reuşind astfel să prezentăm pentru prima dată sub o formă unitară analizele existente pînă în prezent [2]) (tabelele nr. 1—6).

Dispunem astfel de 153 de analize chimice aproape complete [3]), dintre care 54 (17 siderite, 21 limonite, 5 ankerite, 6 dolomite de Hune-

[1]) *Op. cit.* (p. 141, acest volum).

[2]) Analizele provenind direct sau indirect din publicaţii diferite şi prezentîndu-se sub forme variate au fost recalculate şi aduse la o formă unitară adecvată studiului de faţă.

[3]) Fără alcali şi uneori fără Al_2O_3.

Tabelul nr. 1

Analize vechi ale minereurilor de fier

	Siderite (Teliuc — Ghelar)													Ankerite				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	6,80	3,66	5,80	19,65	9,32	6,64	11,43	19,65	2,38	10,10	25,40	15,55	29,60	12,29	17,06	4,44	3,24	5,70
Al_2O_3	1,08	0,47	1,58	0,35	0,72	—	1,30	—	1,27	0,70	—	0,36	0,06	0,69	—	—	—	—
FeO	54,50	51,37	49,01	36,10	48,85	47,80	48,20	36,25	49,10	26,74	27,20	36,70	37,20	6,35	26,30	23,50	10,50	25,30
MnO	2,72	2,94	2,85	2,12	2,31	4,34	2,48	2,11	3,44	1,25	1,52	1,60	4,34	0,52	1,27	1,01	0,78	1,26
MgO	3,02	5,64	1,44	6,56	3,49	—	4,12	6,56	7,81	5,79	7,14	3,38	4,70	12,38	7,03	10,07	15,00	11,05
CaO	0,10	0,60	2,57	4,56	0,53	8,97	2,15	4,56	0,76	17,26	11,23	8,12	0,64	27,19	17,42	27,18	28,00	20,28
P_2O_5	0,10	0,05	0,13	0,05	0,05	—	0,22	0,04	0,05	0,06	—	0,06	0,21	—	—	—	—	—
S	0,32	0,33	0,14	0,30	0,20	0,59	1,41	0,30	0,57	0,01	—	—	1,26	—	—	—	—	—
CuO	—	0,05	0,02	0,02	—	—	urme	0,05	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
PC	30,40	34,98	36,32	30,35	34,32	—	27,02	—	34,57	38,09	27,51	34,23	22,00	—	—	—	—	—
Total	99,04	100,09	99,96	100,06	99,79	—	98,33	—	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	—	—	—	—	—

	Siderite (Vadul-Dobrii)			
	19	20	21	22
SiO_2	22,67	22,20	16,10	2,95
Al_2O_3	0,45	1,69	3,90	1,40
Fe_2O_3	6,58	7,57	0,50	6,80
FeO	30,26	27,05	40,10	45,80
MnO	2,80	3,06	2,71	4,93
MgO	4,06	3,95	2,90	3,45
CaO	0,82	1,80	1,20	1,30
P_2O_5	0,25	0,34	0,54	0,22
S	3,13	4,02	1,57	1,95
As	—	—	urme	0,012
Cu	0,06	0,08	—	—
Zn	0,50	0,17	0,31	0,17
Pb	—	—	—	0,03
Total	—	—	—	—

	Limonite																				
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO_2	17,20	14,55	12,93	5,95	10,41	7,15	6,09	13,60	18,55	15,25	29,15	21,72	14,53	13,58	19,90	3,42	18,90	2,87	11,92	5,66	2,42
Al_2O_3	0,95	—	—	3,31	1,32	3,50	4,00	0,82	0,41	0,97	1,97	5,25	0,11	3,32	4,33	0,92	2,38	4,04	1,50	2,36	4,06
Fe_2O_3	64,30	68,10	63,30	77,39	68,70	74,21	75,24	61,06	61,73	66,64	47,77	59,71	65,80	63,90	68,80	82,85	49,95	65,15	66,55	79,82	76,60
Mn_2O_3	4,65	6,23	2,74	3,86	3,86	5,06	7,00	3,75	2,42	3,29	1,52	1,51	5,06	4,06	0,11	3,66	3,40	5,08	4,07	4,93	6,97
MgO	2,55	2,88	0,65	0,60	3,09	0,56	0,56	0,62	0,91	0,46	1,26	0,63	2,26	2,56	0,32	0,38	1,06	0,30	1,21	—	4,80
CaO	4,40	7,45	2,73	3,83	5,13	1,75	1,50	6,98	2,40	0,32	5,98	0,40	8,80	6,01	0,49	0,37	7,60	5,22	1,48	—	3,17
P_2O_5	—	0,04	0,12	0,05	0,06	—	—	0,04	0,12	0,08	0,24	0,12	—	—	0,09	0,13	0,22	0,06	0,04	0,04	0,37
S	—	—	0,03	0,09	0,10	—	—	0,05	0,01	0,03	0,01	0,97	—	0,02	0,27	0,10	0,45	0,07	0,03	—	0,31
Cu	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	0,04	0,055	0,08	—	—	0,04	0,04	0,055	0,055	0,055	0,064	—
PC	—	—	—	—	—	7,49	5,61	12,77	13,64	12,97	12,03	9,45	—	—	5,38	8,25	15,98	17,07	12,98	7,09	—
Total	—	—	—	—	—	99,72	100,00	99,73	100,19	100,05	99,985	99,84	—	—	99,73	100,12	99,995	99,93	99,915	100,014	—

	Magnetite		Hematite		
	44	45	46	47	48
SiO_2	19,30	8,87	15,20	17,38	17,40
Al_2O_3	—	2,18	—	6,11	0,20
Fe_2O_3	28,20	61,87	72,39	65,88	75,92
FeO	25,07	11,05	—	—	0,43
Mn_2O_3	2,30	0,52	0,55	0,08	1,29
MgO	1,60	0,43	0,45	0,84	urme
CaO	2,60	6,78	0,80	0,67	,,
P_2O_5	—	0,12	0,26	0,07	,,
S	—	0,04	0,18	0,12	0,09
Cu	—	0,04	0,04	0,024	0,024
PC	16,15	8,00	10,12	8,75	—
Total	99,22	99,90	99,99	99,924	—

Tabelul nr. 2

Siderite și dolomite. Profil geochimic prin zăcămîntul Teliuc
(mina Teliuc — oriz. 180 — transversala principală)

		452	453	454	455	456	457	458	459	460	462	463	464	465	466	467	468	468a	469	469a	470	471	473	474	475	476	477	478	479	480	481	482	483	484	485	486	487	488	488a	490	491	492	493	494	495	496	497
Solubil în HCl	FeO	48,35	40,52	40,45	48,37	44,03	42,26	40,90	47,10	39,53	39,30	33,74	47,70	42,25	45,88	6,60	8,70	44,07	35,39	18,26	5,94	4,40	6,22	7,86	3,15	2,96	6,00	43,28	46,78	49,77	50,60	47,65	48,87	49,09	47,27	51,18	45,88	37,64	12,25	41,94	42,90	6,43	39,95	12,10	2,90	44,80	6,97
	MnO	3,08	2,84	2,67	3,16	4,14	2,95	1,30	2,50	2,64	2,53	1,86	3,60	2,13	2,61	0,92	1,00	4,00	2,79	1,40	0,82	0,46	0,85	0,63	0,37	0,39	0,55	3,17	3,26	3,90	4,16	3,72	3,72	3,83	3,56	4,01	3,21	2,39	1,22	3,37	1,15	0,63	3,03	1,45	0,28	1,80	0,74
	CaO	0,36	urme	0,43	1,25	0,58	0,40	0,40	1,90	0,76	0,42	0,29	1,30	8,92	urme	22,32	20,10	urme	1,49	20,05	21,70	21,76	27,54	23,13	18,26	22,95	31,50	urme	urme	urme	0,43	0,22	urme	0,15	—	urme	urme	4,30	21,17	urme	0,30	20,85	urme	20,75	20,10	—	27,68
	MgO	0,08	1,18	4,26	3,75	4,40	3,80	5,50	5,70	3,74	4,17	4,45	5,80	4,41	1,37	12,10	9,30	0,27	5,07	8,30	11,52	13,40	15,67	13,80	10,03	14,66	14,95	3,29	0,54	0,96	5,88	1,18	0,49	1,18	2,05	1,65	1,00	7,40	11,06	1,00	7,00	12,36	0,12	7,13	9,90	7,15	15,23
Reziduu	SiO_2	15,44	24,45	20,60	3,14	10,50	15,40	7,00	4,20	21,63	21,71	27,03	2,25	1,25	8,82	9,82	17,10	12,23	27,24	23,89	13,39	3,84	5,87	16,10	39,60	8,04	4,50	18,28	8,01	5,70	1,08	2,30	2,41	4,81	7,41	1,71	10,03	12,94	9,60	8,95	11,00	26,16	20,44	23,82	23,00	5,00	4,42
	Fe	0,12	0,41	0,74	1,63	1,15	2,37	5,70	0,63	0,66	0,96	1,87	0,55	1,04	1,74	0,038	0,084	0,41	0,35	0,11	0,13	urme	0,30	—	0,02	0,14	0,50	—	1,34	0,27	0,53	0,86	0,43	1,01	0,72	0,61	0,44	—	0,14	2,07	1,30	—	0,28	0,53	0,80	2,80	0,22
	S	—	0,51	—	1,43	0,65	0,22	0,07	0,28	0,18	0,40	2,02	0,38	—	0,72	0,044	0,055	0,17	0,18	0,06	0,08	urme	0,05	0,03	—	0,07	0,48	0,06	0,15	0,04	0,14	0,16	0,32	0,80	0,23	0,51	0,17	0,08	0,17	0,87	0,026	urme	0,28	0,12	0,84	0,05	urme
Compoziția mineralogică	$FeCO_3$	77,92	65,36	65,18	78,00	71,00	68,12	65,90	75,90	63,73	63,37	54,39	76,80	68,08	74,00	10,62	14,00	71,08	57,00	29,40	9,58	7,13	10,03	12,23	5,08	4,77	9,65	69,35	75,45	80,27	81,50	76,80	78,81	79,12	76,17	82,44	74,00	60,02	19,74	67,66	69,10	9,89	64,43	19,50	4,64	72,18	11,21
	$MnCO_3$	4,98	4,60	4,32	5,12	6,70	4,78	2,10	4,05	4,28	4,10	3,06	5,84	2,45	4,22	1,49	1,62	6,48	4,52	2,27	1,34	0,75	1,38	1,02	0,60	0,63	0,89	5,13	5,28	6,31	6,50	6,02	6,01	6,20	5,76	6,49	5,20	3,87	1,98	5,45	1,86	1,02	4,91	2,35	0,45	2,90	1,20
	$CaCO_3$	0,64	urme	0,76	2,22	1,03	0,71	0,71	3,37	1,36	0,75	0,52	2,31	15,80	urme	39,84	35,90	urme	2,65	36,40	38,75	38,84	49,00	41,05	32,59	40,96	55,90	urme	urme	urme	0,76	0,39	urme	0,27	—	urme	urme	7,67	37,78	urme	0,53	37,23	urme	36,80	35,70	—	49,41
	$MgCO_3$	0,17	2,46	8,92	7,84	9,20	7,95	11,50	11,90	7,82	8,72	9,30	12,12	9,30	2,86	25,31	19,50	0,56	10,60	17,35	24,09	28,05	32,78	28,85	20,97	30,65	31,30	6,88	1,13	2,00	12,30	2,47	1,02	2,46	4,28	3,45	2,09	15,47	23,12	2,09	14,65	25,84	0,25	14,91	20,70	15,00	31,86
	SiO_2	15,44	24,45	20,60	3,14	10,50	15,40	7,00	4,20	21,63	21,71	27,03	2,25	1,25	8,82	9,82	17,10	12,23	27,24	23,89	13,39	3,84	5,87	16,19	39,60	8,04	4,50	18,28	8,01	7,50	1,08	2,30	2,41	4,81	7,41	1,71	10,03	12,49	9,60	8,95	11,00	26,16	20,44	23,82	23,60	5,00	4,42
	Fe_3O_4	0,16	—	1,02	0,52	0,80	3,00	7,73	0,53	0,69	0,84	0,12	0,40	1,43	1,53	urme	0,05	0,36	0,26	0,07	0,08	—	0,36	0,27	0,03	0,11	0,11	0,23	1,71	0,33	0,54	0,99	0,21	0,43	0,72	0,23	0,40	0,35	—	1,82	1,73	0,30	0,05	0,59	0,08	3,79	0,30
	FeS_2	—	0,96	—	2,68	1,22	0,41	0,13	0,53	0,34	0,75	3,80	0,56	—	1,35	0,083	0,10	0,32	0,34	0,11	0,15	urme	0,09	0,06	—	0,13	0,90	0,11	0,21	0,07	0,26	0,30	0,60	1,50	0,43	0,96	0,32	0,15	0,32	1,63	0,05	urme	0,52	0,22	1,58	0,09	urme
Total :		99,31	97,83	100,80	99,52	100,45	100,37	95,07	100,48	99,85	100,34	98,22	100,28	99,31	102,78	87,16	88,27	91,03	102,61	109,49	87,38	78,61	99,51	99,67	98,87	85,29	103,35	99,98	90,79	96,48	102,94	89,27	89,06	94,79	94,67	95,28	91,64	100,02	92,54	87,58	98,92	100,44	90,60	89,19	86,75	98,96	98,40
Σ Carbonați		83,71	72,42	79,18	93,18	87,93	81,56	80,21	95,22	77,19	76,94	67,27	97,07	96,63	81,08	77,26	71,02	78,12	74,77	85,42	73,76	74,77	93,10	83,15	59,24	77,01	97,74	81,36	81,86	88,58	101,00	85,68	85,84	88,05	86,11	92,38	81,29	87,03	82,62	75,18	86,14	73,81	69,59	73,56	61,49	90,08	93,68
mol. %	$FeCO_3$	92,9	89,0	78,5	80,4	77,4	80,5	77,9	75,4	82,5	82,4	80,9	79,0	70,4	91,5	13,8	19,7	91,0	76,3	34,4	13,0	9,5	10,7	14,7	8,5	6,2	9,8	85,4	92,1	90,6	80,6	89,5	91,9	89,9	88,4	89,1	91,1	69,0	23,9	90,0	80,2	13,3	92,3	26,4	7,5	80,0	11,8
	$MnCO_3$	6,0	6,5	5,7	5,8	7,6	5,7	2,5	4,5	5,6	5,3	4,5	6,2	3,6	5,2	1,9	2,3	8,3	6,0	2,6	1,8	1,0	1,5	1,2	1,1	0,8	0,9	6,2	6,5	7,1	6,5	7,3	7,0	7,0	6,7	7,2	6,4	4,4	2,4	7,3	2,1	1,3	7,4	3,1	0,7	3,3	1,8
	$CaCO_3$	0,8	urme	1,0	2,7	1,3	0,9	0,9	3,9	1,7	0,9	0,8	2 4	16,4	urme	51,5	50,5	urme	3,5	42,5	52,5	52,0	52,5	49,4	55,0	53,2	57,2	urme	urme	urme	0,7	0,4	urme	0,3	—	urme	urme	8,8	45,7	urme	0,6	50,4	urme	50,0	58,1	—	52,4
	$MgCO_3$	0,3	4,5	14,8	11,1	13,7	12,9	18,7	16,2	10,2	11,4	13,8	12,4	9,6	3,3	32,8	27,5	0,7	14,2	20,5	32,7	37,5	35,3	34,7	35,4	39,8	32,1	8,4	1,4	2,3	12,2	2,8	1,1	2,8	4,9	3,7	2,5	17,8	28,0	2,7	17,1	35,0	0,3	20,5	33,7	16,7	34,0

doara, 5 hematite și magnetite) provin din literatură [1]) (7) și 99 (51 siderite, 33 dolomite, 2 cuarțite ankeritice, 8 ankerite, 5 calcare) sînt analize noi executate în laboratorul Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare. Pentru acestea din urmă s-a calculat compoziția mineralogică a rocilor și compoziția carbonaților constituenți care a fost exprimată în procente moleculare.

Au mai fost utilizate în diagramele statistice, pentru construirea curbelor de frecvență și a cîmpurilor de variație de egală frecvență, 875 de analize parțiale (559 siderite, 116 ankerite, 200 limonite) constînd din dozări de Fe, Mn, SiO_2 și în parte P, S [2]).

Mai dispunem încă de 25 de analize spectrale calitative pentru diferite tipuri de roci și minerale constituente ale zăcămintelor și de 34 de analize spectrale pentru cristale de magnetit și de pirită provenite din rocile diferitelor faciesuri ale formațiunii ferifere. Toate aceste analize au fost executate de C. U d r e s c u în Laboratorul de spectrografie al Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare. Ele vor constitui obiectul părții a II-a a prezentei lucrări.

A. PARTICIPAREA ELEMENTELOR CHIMICE ÎN ROCILE CONSTITUENTE ALE ZĂCĂMINTELOR

Pentru ilustrarea distribuirii diferitelor elemente principale în rocile constituente ale zăcămintelor de fier au fost construite diagrame de frecvență pe elemente și roci. Prin considerarea pe abscisă a participării procentuale a elementelor grupate pe clase și prin reprezentarea pe ordonată a frecvenței la sută pentru fiecare clasă, s-au obținut histograme comparabile indiferent de numărul analizelor utilizate.

FIERUL

Distribuirea fierului în principalele tipuri de minereu este ilustrată în histogramele din figura 1.

Curba de frecvență pentru *siderite* prezintă un aspect slab asimetric și trece între 30 și 35% Fe printr-un maxim cu o frecvență de 40%. Deoarece în cazul sideritelor ea înfățișează expresia $2{,}08\ Fe = 100 - (SiO_2 - x)$ [3]), în care x reprezentînd suma combinațiilor celorlalte elemente are mereu valori mici, aplatisarea ei asimetrică spre conținuturi mici în fier indică participarea procentuală mai scăzută în cadrul zăcămintelor a minereului bogat în cuarț. Majoritatea cazurilor au — comparativ cu un siderit curat — un deficit de 16,5% Fe, care ar corespunde în expresia de mai sus la

[1]) M. A. S u h a r e v și T. K o s a r e v a, *Regiunea de minereuri de fier Poiana Ruscăi, R.P.R.*, Arh. Com. geol., 1950.

[2]) E. C i u c u r e l, I. B ă d e s c u, Gh. I o n e s c u, F. N a i d i n, I. R o ș i a n u, A. N a i d i n și D. Z a h a r i a, *Raport asupra rezultatelor de prospecțiuni și explorări în partea de E a fișiei centrale de mineralizare din regiunea Poiana Ruscăi*, Arh. Com. geol., 1953.

[3]) 2,08 Fe corespunde la $FeCO_3$.

Tabelul

Siderite şi dolomite. Profil geochimic prin zăcămîntul

		512	513	514	515	516	517	518
Solubil în HCl	FeO	48,97	4,29	52,20	50,82	46,40	52,67	53,83
	MnO	2,99	0,49	3,38	4,36	3,22	3,12	3,41
	CaO	0,34	11,64	—	urme	0,40	urme	urme
	MgO	4,95	4,66	5,11	4,21	1,17	3,40	0,68
Reziduu	SiO_2	5,17	51,92	1,65	2,81	4,90	2,84	1,52
	Fe	0,05	0,15	0,07	—	1,06	—	0,16
	S	0,12	urme	0,07	0,26	0,78	0,11	0,08
Compoziţia mineralogică	$FeCO_3$	78,76	6,92	84,00	81,50	74,65	84,41	86,81
	$MnCO_3$	4,84	0,79	5,48	7,75	5,28	5,05	5,52
	$CaCO_3$	0,60	20,78	—	urme	0,71	urme	urme
	$MgCO_3$	10,35	9,73	10,69	8,80	2,45	7,10	1,42
	SiO_2	5,17	51,92	1,65	2,81	4,90	2,84	1,52
	Fe_3O_4	—	0,21	0,014	—	0,52	0,17	0,12
	FeS_2	0,22	urme	0,13	0,49	1,47	0,21	0,15
Total :		99,94	90,35	101,96	101,45	89,91	99,86	95,54
Σ Carbonaţi		94,55	38,22	100,17	98,05	83,02	96,64	93,75
mol. %	$FeCO_3$	76,4	15,3	80,6	80,5	89,1	85,1	92,6
	$MnCO_3$	4,7	1,7	5,3	7,7	6,2	5,2	5,9
	$CaCO_3$	0,7	53,4	—	urme	0,7	urme	urme
	$MgCO_3$	18,2	29,6	14,1	11,8	4,0	9,7	1,5

SiO_2 + x şi constă în cea mai mare parte din cuarţ, după cum arată şi corelarea reciprocă inversă a curbelor de variaţie pentru SiO_2 şi Fe din siderite.

Histograma fierului din *ankerite* se caracterizează printr-un maxim cuprins între 10 şi 15% Fe, cu o frecvenţă de 34%. Asimetria ei contrară şi maximul puţin aplatisat faţă de cel al sideritelor se datoresc în primul rînd limitelor mai largi de variaţie a fierului în însăşi compoziţia carbonatului în urma substituirii reciproce a Fe cu Mg şi mai puţin prezenţei cuarţului ca la siderite. Aplatisarea curbei în domeniul valorilor ridicate ale fierului se datoreşte unor ankerite îmbogăţite în fier printr-o impregnare fină cu magnetit a rocii carbonatice.

Prin însumarea curbelor de frecvenţă a Fe din siderite şi ankerite se obţine o histogramă cu două maxime distincte. Cu toate că în privinţa conţinutului în Fe există termeni de trecere între cele două grupe de roci, se evidenţiază două distribuţii normale care interferează indicînd apartenenţa lor la două tipuri de roci bine individualizate.

Limonitele — formate pe seama carbonaţilor de fier în zonele de oxidare a zăcămintelor — se caracterizează printr-o variaţie foarte largă a conţinutului în fier (10—60% Fe), fapt care se datoreşte, în afara provenienţei lor din roci diferite şi participării în cantităţi variabile a cuarţului,

nr. 3

Ghelar (mina Ghelar — oriz. V — transversala principală)

519	520	521	522	522 a	523	524	525	526	527
48,71	54,33	52,86	30,32	49,60	4,75	12,63	8,66	4,75	12,37
2,54	3,38	0,42	2,03	3,38	0,67	1,29	0,90	0,55	0,81
urme	—	0,50	5,65	urme	29,00	24,50	27,49	28,10	24,57
0,49	2,93	1,81	5,59	4,03	18,00	11,50	15,25	17,60	11,90
9,86	2,40	4,74	27,66	6,30	0,24	10,07	2,81	4,34	9,24
0,20	urme	0,15	urme	0,09	0,046	0,32	0,16	0,09	0,06
0,15	0,22	0,12	0,08	0,14	0,95	0,47	—	0,18	0,054
78,56	87,20	85,19	48,70	79,89	6,40	20,35	13,97	7,65	19,95
4,11	5,48	0,68	3,29	5,48	1,09	2,09	1,46	0,89	1,31
urme	—	0,89	10,00	urme	51,50	43,50	48,88	49,90	43,66
1,02	6,13	3,78	11,68	8,43	37,60	24,05	31,88	36,80	24,89
9,86	2,40	4,74	27,66	6,30	0,24	10,07	2,81	4,34	9,24
0,10	—	0,069	—	—	—	—	0,22	—	0,018
0,28	0,41	0,22	0,15	0,26	1,78	0,88	—	0,34	0,10
93,93	101,62	95,57	101,48	100,36	98,61	100,94	99,22	99,92	99,16
83,69	98,81	90,54	73,67	93,80	96,59	89,99	96,19	95,24	89,80
94,0	86,3	94,1	61,1	82,4	5,4	22,6	14,5	7,9	22,2
4,5	5,4	0,7	4,2	5,7	0,9	2,2	1,5	0,9	1,5
urme	—	1,0	14,5	urme	50,3	49,0	51,0	52,6	48,7
1,5	8,3	4,2	20,2	11,9	43,1	26,2	33,0	38,6	27,6

levigării şi concentrării parţiale a fierului în procesul de limonitizare. Acest fenomen se produce în special în cadrul sideritelor cu pirită, în care acidul sulfuric — format în timpul alterării piritelor — uşurează trecerea fierului în soluţie. Prin procesul de limonitizare se produce în rocă o îmbogăţire de 10% Fe, maximul cu o frecvenţă de 22,5% fiind cuprins între 40 şi 45% Fe. Conform acestuia deficitul de Fe faţă de un limonit pur este de 21,5%. Maximul minor cu frecvenţa de 5%, cuprins între 10 şi 15%, corespunde limonitelor provenite din oxidarea ankeritelor.

În *dolomitele din zăcăminte şi parankerite* (fig. 2) FeO variază între 1 şi 15%, prezentînd un maxim cu o frecvenţă de 30% între 6 şi 9% FeO. Curba de frecvenţă se apropie de cele normal clarkeice (1).

Rocile faciesului de oxizi au conţinuturile cele mai ridicate în Fe, dependente direct de cantitatea de cuarţ şi mai rar de calcitul din rocă. Limitele frecvente de variaţie ale Fe_2O_3 sînt 60—75%.

MANGANUL

Curba de frecvenţă a manganului din *siderite* (fig. 1) are un aspect mai simetric decît cea a fierului. Domeniul normal de variaţie a conţinutului în mangan, cuprins între 1 şi 3,5% Mn, prezintă maximul între 2 şi

2,5% Mn, cu o frecvenţă de 34%. Pentru valori ale conţinutului în Mn sub 1%, curba de frecvenţă devine paralelă cu abscisa la o frecvenţă de 4%,

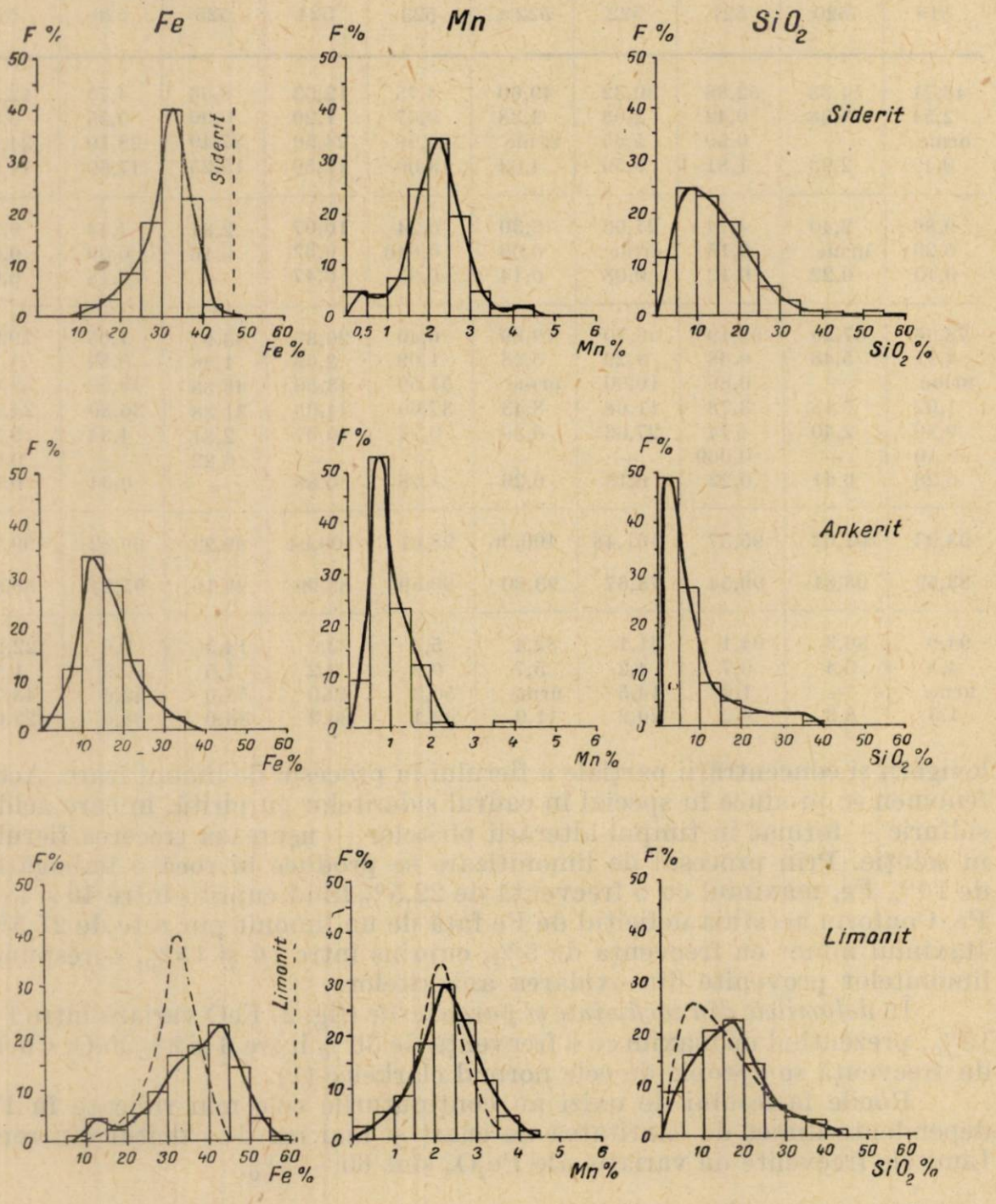


Fig. 1. — Curbele de frecvenţă ale Fe, Mn, SiO_2 pentru siderite (559), ankerite (116) şi limonite (200).

indicînd existenţa unor cazuri izolate de siderite foarte sărace în Mn. Conţinuturile de peste 3,5% Mn diferenţiază în mod caracteristic sideritele de la Vadul-Dobrii.

Tabelul nr. 4

Profil geochimic prin zăcămîntul Vadul-Dobrii (siderite)

		682	681	680	679	674	675	676	677	678
	SiO_2	27,13	9,56	2,26	2,28	8,81	11,80	18,00	2,56	30,68
	Al_2O_3	0,58	urme	urme	urme	0,84	urme	urme	0,91	0,11
	Fe_2O_3	7,12	6,70	5,40	8,53	11,30	3,50	1,80	9,59	9,15
	FeO	31,22	38,00	46,80	44,46	37,27	43,67	39,40	43,68	29,24
	MnO	3,74	4,64	5,20	5,43	4,81	5,00	4,00	4,27	3,85
	MgO	2,10	5,20	5,20	2,30	1,86	3,50	5,46	4,22	1,95
	CaO	0,96	1,80	0,81	1,55	1,09	0,70	0,52	0,84	1,42
	S	4,07	1,20	1,21	3,05	8,03	0,76	1,74	1,30	3,52
	P_2O_5	0,11	0,09	0,09	0,39	0,07	0,25	0,09	0,14	0,14
	As	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Cu	urme	—	—	0,05	urme	0,19	0,16	0,06	0,06
	Zn	0,08	—	0,10	0,09	0,09	0,11	0,12	0,03	0,17
	Pb	—	0,87	urme	—	0,13	urme	urme	—	—
	$FeCO_3$	38,31	54,70	69,78	60,03	37,71	67,08	59,61	61,75	34,49
	$MnCO_3$	6,05	7,52	8,42	8,79	7,79	8,10	6,48	6,92	6,23
	$MgCO_3$	4,39	10,87	10,85	4,81	3,89	7,32	11,14	8,82	4,08
	$CaCO_3$	1,70	3,19	1,44	2,75	1,93	1,24	0,92	1,49	2,52
Compoziţia mineralogică	SiO_2	27,13	9,56	2,26	2,28	8,81	11,80	18,00	2,56	30,68
	Fe_3O_4	10,33	9,75	7,88	12,41	16,44	5,09	2,62	15,10	13,32
	FeS_2	7,58	2,00	2,17	5,57	14,80	1,14	2,99	2,36	6,38
	CuS	urme	—	—	0,08	urme	0,29	0,24	0,09	0,09
	ZnS	0,12	urme	0,15	0,13	0,13	0,16	0,18	0,04	0,25
	PbS	—	1,00	urme	—	0,15	urme	urme	—	—
Total :		95,61	98,59	102,95	97,35	91,65	102,22	102,18	99,13	98,04
Σ Carbonaţi		50,45	76,28	90,49	76,38	51,32	83,74	78,15	78,98	47,32
mol. %	$FeCO_3$	74,3	69,3	75,3	77,0	71,9	78,5	74,4	76,4	70,8
	$MnCO_3$	11,6	9,4	9,1	11,2	15,0	9,9	8,1	8,6	12,8
	$MgCO_3$	9,6	15,8	13,5	7,1	8,3	9,8	16,0	12,6	9,5
	$CaCO_3$	4,5	5,5	2,1	4,7	4,8	1,8	1,5	2,4	6,9

Histograma *ankeritelor* indică un domeniu restrîns de variaţie a conţinutului în Mn, 0—2%. Într-un maxim foarte accentuat între 0,5 şi 1% Mn, cu o frecvenţă de 53%, sînt restrînse pe un interval de 0,5% peste jumătate din cazuri.

Pentru *limonite* aspectul simetric al curbei de frecvenţă din siderite se menţine. Maximul este cuprins între aceleaşi valori, 2—2,5% Mn, dar cu o frecvenţă ceva mai mică, 30%. O uşoară îmbogăţire a rocilor în mangan în urma procesului de limonitizare este sesizabilă doar prin mărirea frecvenţei pentru clasele de 2,5—3% şi 3—3,5% şi scăderea frecvenţei pentru clasa de 1,5—2% Mn.

În *dolomitele din zăcăminte şi parankerite* (fig. 2) manganul prezintă un maxim, cu o frecvenţă de 38%, între 0,3 şi 0,6% MnO. Similar curbei FeO din dolomite, curba MnO se apropie de cele normal clarkeice.

Rocile faciesului de oxizi comparativ cu carbonatitele se caracterizează prin conţinuturi mici în mangan, ce rar depăşesc 1%.

Tabelul nr. 5

Ankerite şi cuarţite ankeritice. Cariera Teliuc

		75	410	445	40	35	91	444	446
Solubil în HCl	FeO	15,18	17,00	13,50	23,07	15,84	14,26	3,88	3,13
	MnO	1,12	urme	1,29	0,98	1,28	1,15	0,47	0,32
	CaO	24,05	27,00	28,00	19,00	21,75	23,41	6,17	3,86
	MgO	2,66	9,80	11,50	9,55	5,03	10,67	2,97	1,85
Reziduu	SiO_2	6,22	2,70	2,10	0,22	9,70	0,18	75,16	83,98
	Fe	1,02	0,93	0,23	3,65	0,56	4,80	0,02	0,05
	S	0,82	0,015	0,32	0,41	0,55	4,43	—	urme
Compoziţia mineralogică	$FeCO_3$	24,49	27,35	21,75	37,19	25,55	22,98	6,24	5,05
	$MnCO_3$	1,81	urme	2,09	1,59	2,07	1,86	0,76	0,52
	$CaCO_3$	42,75	47,95	50,00	33,70	38,84	41,55	11,00	6,85
	$MgCO_3$	5,56	20,45	24,01	19,97	10,52	22,32	6,21	3,86
	SiO_2	6,22	2,70	2,10	0,22	9,70	0,18	75,16	83,98
	Fe_3O_4	0,41	1,10	—	4,54	0,11	1,23	0,03	0,06
	FeS_2	1,54	0,028	0,60	0,77	1,03	8,35	—	urme
Total :		82,78	98,58	100,55	97,98	87,82	98,47	99,40	100,32
Σ Carbonaţi		74,61	95,75	97,85	92,45	76,98	88,71	24,21	16,28
mol. %	$FeCO_3$	32,8	28,6	22,2	40,3	33,2	25,6	25,7	31,0
	$MnCO_3$	2,4	urme	2,1	1,7	2,6	2,8	3,2	3,8
	$CaCO_3$	57,4	50,0	51,1	36,4	50,4	46,6	45,5	42,1
	$MgCO_3$	7,4	21,4	24,6	21,6	13,8	25,0	25,6	23,1

SILICIUL

Siliciul este prezent în rocile zăcămintelor de fier în special ca SiO_2 (cuarţ) şi mai rar sub formă de silicaţi, care au o răspîndire restrînsă

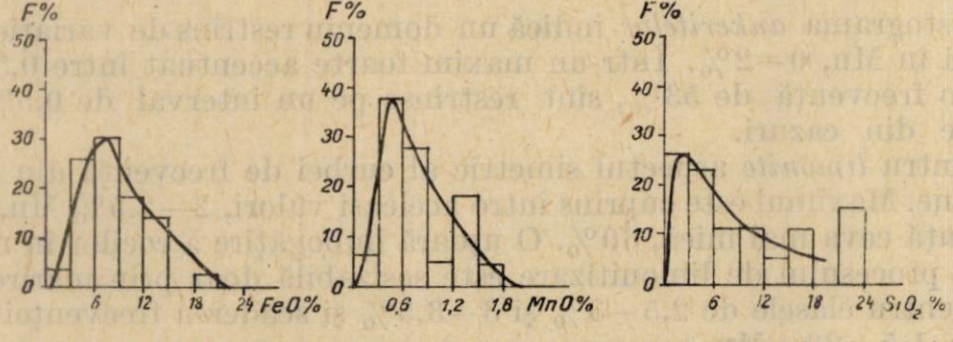


Fig. 2. — Curbele de frecvenţă ale FeO, MnO şi SiO_2 din dolomitele şi parankeritele zăcămintelor.

în cadrul rocilor carbonatice şi limonitice. În rocile faciesului de silicaţi cantitatea de Si din rocă este dependentă de natura mineralului silicatat şi de eventuala prezenţă a cuarţului.

Tabelul nr. 6

Dolomite şi calcare

		543	544	702	729	686	649	548	271	441	443	650	651	658	213c	172c	171c	661	664	2	a	b	c	d	e	f
	SiO_2	2,16	17,83	2,75	3,93	9,60	0,63	0,85	0,65	2,70	28,98	31,18	7,25	13,00	1,30	18,67	1,85	0,48	0,70	2,81	0,40	0,12	0,12	0,34	0,73	0,40
	Al_2O_3	nd.	nd.	0,14	0,27	0,46	0,90	0,09	nd.	nd.	nd.	0,11	0,37	0,22	1,15	0,43	1,00	0,09	0,70	nd.	0,46	0,33	1,35	0,25	0,31	0,43
	Fe_2O_3	3,17	4,29	0,60	1,21	1,07		0,07		0,52	1,07	0,13	0,26	0,86	0,58	0,21	0,50	0,25	0,37	0,07	1,74	1,62	0,60	0,51	0,58	0,14
	FeO			3,20	7,15	5,28	2,02	0,13	1,18			0,39	0,13	1,30	0,13	0,07	urme	0,13	0,14							
	MnO	0,55	0,37	0,48	1,47	1,60	0,26	urme	—	urme	0,22	urme	urme	0,12	0,04	urme	0,02	urme	0,03	—	0,36	0,08	0,48	0,26	nd.	nd.
	MgO	18,90	15,35	18,90	14,72	15,37	20,80	3,67	19,00	8,20	13,92	14,29	19,90	18,42	8,33	17,22	0,72	1,60	0,36	0,60	21,08	23,16	19,61	18,18	22,37	21,97
	CaO	30,20	21,77	29,80	19,10	26,44	28,90	51,30	23,70	38,30	23,95	22,62	28,35	25,60	44,46	24,85	52,94	54,60	54,11	53,55	29,52	25,10	24,13	27,16	30,45	30,10
	S	—	—	1,60	0,04	0,12	—	0,60	0,07	0,03	—	0,17	0,39	0,20	1,89	0,44	1,91	1,67	1,97	0,01	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Solubil în HCl	Fe	2,04	3,28	2,65	5,44	4,40	1,38	0,12	0,78	0,15	0,53	0,19	0,21	1,26	0,50	0,21	0,24	0,28	0,37	0,05	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Insolubil înHCl	Fe	0,41	0,05	0,25	0,94	0,42	0,19	0,03	0,14	0,25	0,30	0,39	0,07	0,25	—	—	0,11	—	—	—	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
	$FeCO_3$	4,25	6,82	3,07	11,25	9,10	2,90	urme	1,62	0,32	1,10	0,40	urme	2,61	1,00	0,43	urme	urme	urme	0,11	2,80	2,60	0,96	0,82	0,93	0,23
	$MnCO_3$	0,85	0,59	0,78	2,38	2,59	0,42	urme	—	urme	0,36	urme	urme	0,19	0,06	urme	0,03	urme	0,05	—	0,58	0,13	0,78	0,49	nd.	nd.
	$CaCO_3$	53,55	38,85	52,90	33,90	47,00	51,30	91,00	42,10	68,00	42,55	40,02	50,03	45,50	79,00	44,10	94,00	97,00	96,10	95,10	52,35	44,55	42,80	42,80	54,10	53,60
Compoziţia mi-	$MgCO_3$	39,50	32,09	39,50	30,75	32,20	43,50	7,67	39,70	17,15	29,10	28,85	41,60	38,45	17,40	36,00	1,51	3,44	0,75	1,25	42,00	48,40	41,00	38,00	46,75	45,90
neralogică	SiO_2	2,16	17,83	2,75	3,93	9,60	0,63	0,85	0,65	2,70	28,98	31,18	7,25	13,00	1,30	18,67	1,85	0,48	0,70	2,81	0,40	0,12	0,12	0,34	0,73	0,40
	Fe_3O_4	0,57	0,06	—	1,25	0,43	0,26	—	0,11	0,31	0,41	0,34	—	0,10	—	—	—	—	—	0,03	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
	FeS_2	—		3,01	0,08	0,23	—	1,13	0,13	0,06	—	0,32	0,73	0,38	3,55	0,83	3,59	3,14	3,70	—	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Total :		100,92	96,24	102,01	83,54	101,15	99,01	100,65	84,31	88,54	102,50	100,91	99,61	100,23	102,31	100,03	100,98	104,06	101,30	99,40	98,13	95,80	85,56	82,45	102,51	100,13
Σ Carbonaţi		98,19	78,35	96,25	78,28	90,89	98,12	98,67	83,41	85,47	73,11	69,28	91,63	86,75	97,46	80,53	95,54	100,44	96,90	96,46	97,73	95,68	85,54	82,11	101,78	99,73
	$FeCO_3$	4,3	8,7	3,2	14,3	10,0	2,9	urme	1,9	0,4	1,5	0,5	urme	3,0	1,2	0,5	urme	urme	urme	0,1	2,8	2,7	1,1	0,8	0,9	0,2
mol. %	$MnCO_3$	0,9	0,7	0,8	3,2	2,8	0,4	urme	—	urme	0,5	urme	urme	0,2	0,06	urme	0,03	urme	0,05	—	0,6	0,1	0,9	0,5	nd.	nd.
	$CaCO_3$	54,5	49,6	55,0	43,3	51,7	52,3	92,2	50,5	79,6	58,2	57,8	54,5	52,5	81,0	55,0	98,40	96,8	99,18	98,6	53,6	46,6	50,0	52,3	53,1	53,7
	$MgCO_3$	40,3	41,0	41,0	39,2	35,5	44,4	7,8	47,6	20,0	39,8	41,7	45,5	44,3	17,8	44,5	1,57	3,2	0,77	1,3	43,0	50,6	48,0	46,4	46,0	46,1

Histogramele din figura 1 arată participarea SiO_2 în rocile ferifere carbonatice și limonitice.

Aspectul curbei de frecvență a SiO_2 din *siderite* se apropie de cel al unei curbe normal clarkeice (1). Ea prezintă un maxim, cu o frecvență de 25%, cuprins între 5 și 10% SiO_2. Forma generală a curbei dă indicații asupra variației raportului cantitativ dintre sedimentarea materialului detritic terigen și cea chimică, maximul arătînd domeniul optim în care se stabilizează amestecul produselor celor două procese de sedimentare ce au contribuit la formarea zăcămintelor de fier. Raportul acestui amestec pentru regiunea Teliuc—Ghelar este de 5—12 SiO_2 : 95—88 carbonați. La zăcămintele din vestul regiunii pînă la Vadul-Dobrii raportul se modifică în favoarea cuarțului.

Maximul între 0 și 5% SiO_2, cu o frecvență de 49%, arată că *ankeritele* sînt relativ sărace în cuarț, care participă în mod foarte uniform în compoziția rocii. Aplatisarea curbei pînă la 40% SiO_2 se datorește unor cuarțite ankeritice din cariera Teliuc, precum și unor mobilizări hidrotermal metamorfe de cuarț caracteristice tuturor zăcămintelor.

Histograma *limonitelor* se deosebește de cea a sideritelor prin deplasarea maximului (15—20% SiO_2, cu frecvența 23%) spre valori mai ridicate, fapt care indică o îmbogățire în SiO_2 ce se produce paralel cu cea în Fe, în urma îndepărtării CO_2 din rocă în timpul procesului de limonitizare.

Dolomitele din zăcăminte și parankeritele (fig. 2) au conținuturi foarte variabile în SiO_2 (0,2—21% SiO_2). Histograma indică răspîndirea mai frecventă a celor relativ sărace în SiO_2 (0,2—6,0 SiO_2).

Rocile faciesului de oxizi, în schimb, sînt de regulă bogate în cuarț.

ALUMINIUL

Aluminiul participă în cantități reduse în alcătuirea rocilor faciesului de carbonați și oxizi. El dă indicații asupra cantității de material terigen pelitic ce intră în constituția rocilor zăcămintelor de fier. În cadrul faciesului de silicați cantitatea de aluminiu este determinată în general de natura silicaților constituenți.

Curba de frecvență pentru siderite (fig. 3) este de tipul celor clarkeice (1), cu un maxim cuprins între 0,25 și 0,75% Al_2O_3, cu o frecvență de 40%. Pentru restul rocilor carbonatice participarea Al_2O_3 pare a fi similară. Rocile faciesului de oxizi au în general conținuturi mai ridicate în Al_2O_3.

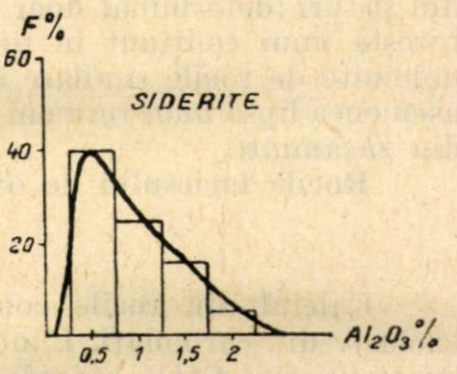


Fig. 3. — Curba de frecvență a Al_2O_3 din siderite.

MAGNEZIUL

Magneziul participă în rocile zăcămintelor de fier în special în constituţia carbonaţilor şi în măsură neglijabilă în silicaţii aluminoşi şi feroaluminoşi.

Curba de frecvenţă a MgO din *siderite* (fig. 4) indică două maxime, unul mai pregnant între 4—5% MgO, cu o frecvenţă de 20%, şi altul mai

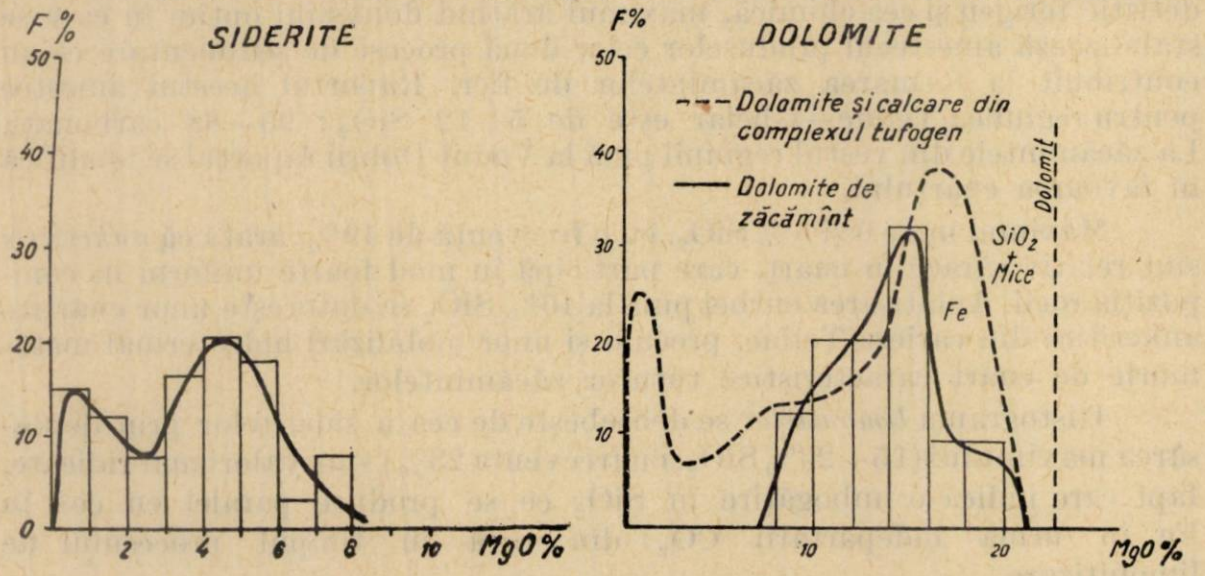


Fig. 4. — Curbele de frecvenţă ale MgO din siderite şi dolomite.

mic cu frecvenţa de 15%, sub 1% MgO. Maximul minor corespunde sideritelor unui corp de minereu de calitate superioară din zăcămîntul Teliuc. Diferenţierea chimică între diferitele lentile sideritice ale unui zăcămînt se reflectă deci în aspectul curbei de frecvenţă care arată existenţa a două distribuţii normale ce interferează.

Histograma pentru MgO din *dolomite* (fig. 4) reprezintă participarea sa atît în rocile din zăcăminte (curba plină), cît şi în carbonatitele complexului de şisturi tufogene purtător de zăcăminte de fier (curba întreruptă). Maximul cuprins între 16 şi 18% MgO, cu frecvenţa de 38%, arată un deficit de 5—7% MgO faţă de un dolomit pur. Valoarea mai mare a acestui deficit (7—9% MgO) în dolomitele din zăcăminte faţă de cea a dolomitelor din şisturi (determinat doar de materialul terigen cuarţos şi argilos) se datoreşte unui conţinut în fier, fapt caracteristic care diferenţiază aceste dolomite de rocile similare din afara zăcămintelor. Trebuie remarcată de asemenea lipsa unor termeni de trecere spre calcare în cadrul carbonatitelor din zăcăminte.

Rocile faciesului de oxizi sînt sărace în MgO (0,43—1,60% MgO).

CALCIUL

Calciul din rocile constituente ale zăcămintelor provine aproape exclusiv din carbonaţi. Limitele sale de variaţie în *siderite* sînt foarte restrînse (0—2% CaO), rar ridicîndu-se pînă la 3% CaO. Histograma prezintă un maxim cu o frecvenţă de 35% pentru clasa 0—0,5% CaO (fig. 5).

Curba de frecvență a CaO din *ankerite* prezintă o asimetrie contrară aceleia din siderite, avînd o descendență mai lină spre valori mici. Maximul, cuprins între 20 și 25% CaO, are o frecvență de 32,5%.

Dolomitele au maximum de frecvență pentru CaO cuprins între 20 și 25% (frecvența 47,5%) și prezintă un deficit de 5—10%CaO față de un dolomit pur, valoare ce coincide cu cea stabilită pentru MgO din aceleași roci. Asimetria contrară față de curba de frecvență a MgO este o expresie

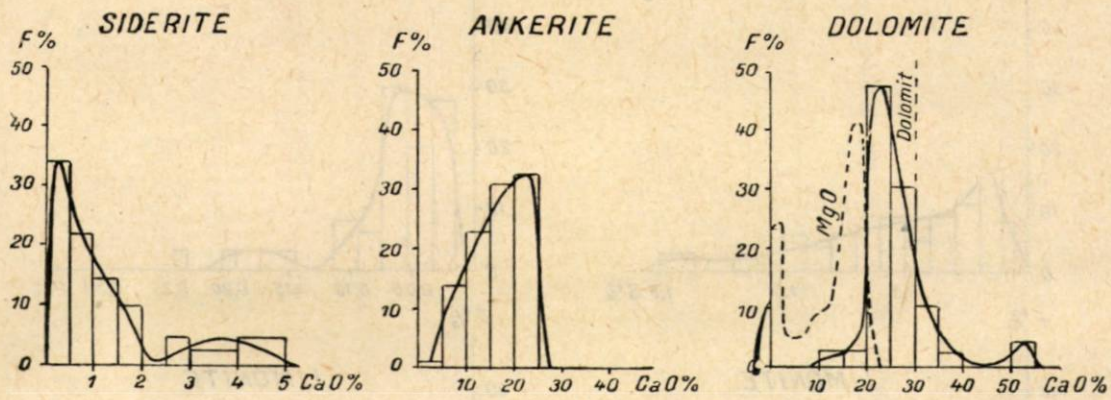


Fig. 5. — Curbele de frecvență ale CaO din siderite, ankerite și dolomite.

a substituirii reciproce a celor două elemente în rocile dolomitice. Conținuturile ridicate în CaO aparțin carbonatitelor din partea de vest a regiunii.

Amplasarea maximelor pentru CaO între aceleași valori pentru ankerite și dolomite se datorește faptului că în seria rocilor ankeritice-dolomitice substituția ionică se face doar între Fe și Mg.

Cantitatea de calciu în rocile faciesului de oxizi este dependentă de participarea calcitului în rocile respective.

SULFUL

Sulful participă în rocile zăcămintelor de fier sub formă de sulfuri ale diferitelor elemente, fiind prezent în rocile tuturor faciesurilor cunoscute.

În *siderite* variază între 0 și 1,5% S, prezentînd un maximum între 0,1 și 0,2% (frecvența 17%), de la care curba coboară foarte lent pînă la 1,5% (fig. 6). Datorită mobilizării sulfului în procesul de limonitizare se produce o sărăcire a rocii în acest element. Maximul se deplasează pentru *limonite* sub 0,1% fiind totodată mai pregnant (frecvența 22%), iar domeniul de variație se restrînge pînă la 1% (fig. 6).

În mod excepțional există aproape la toate zăcămintele limonite cu conținuturi mai ridicate în sulf.

FOSFORUL

Fosforul, fiind mereu prezent în rocile faciesului carbonatic și de oxizi și lipsind de obicei în carbonatitele de Ca și Mg, pare a fi legat de prezența fierului. Participarea sa în cantități mici și variabile în șisturile

complexului tufogen este determinată de prezenţa apatitului în aceste roci. Curba de frecvenţă a fosforului din *siderite* (fig. 6) indică un domeniu de variaţie cuprins între 0,01 şi 0,25% P, cu un maxim între 0,02 şi 0,07%P (0,05—0,16 P_2O_5) şi o frecvenţă de 29%. În procesul de limonitizare se

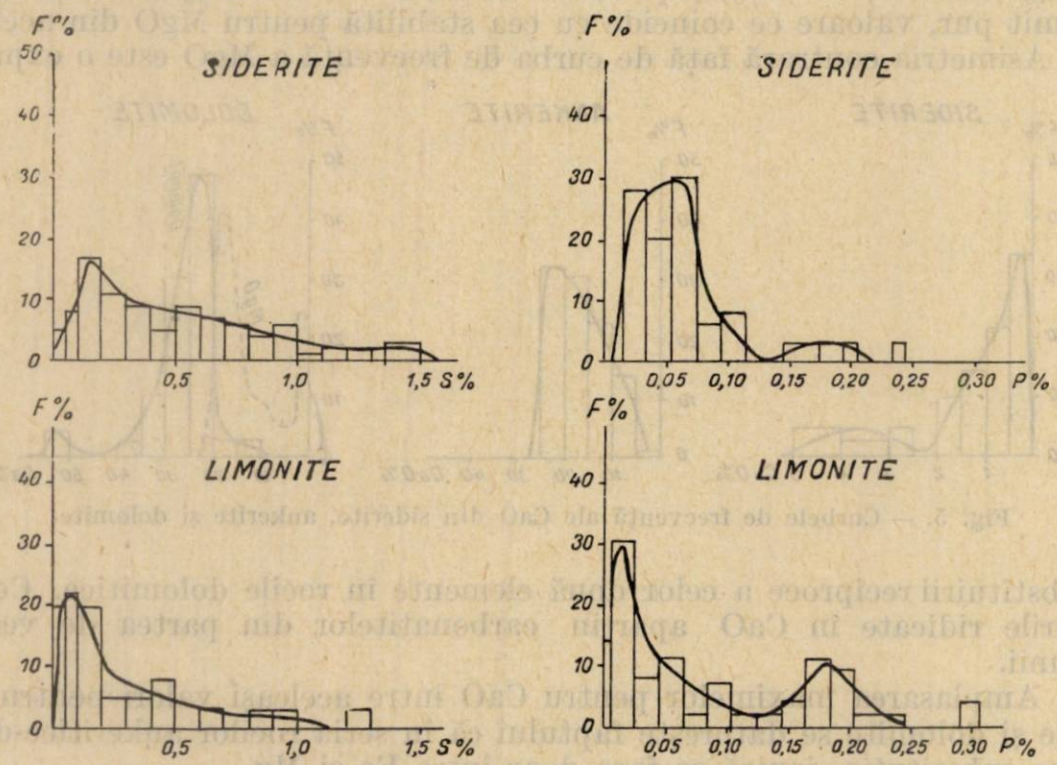


Fig. 6. — Curbele de frecvenţă ale S şi P din siderite şi limonite.

constată o comportare similară sulfului, maximul pentru *limonite* (fig. 6) se deplasează spre valori mai mici (0,01—0,02%P, cu o frecvenţă de 30,5%) conturîndu-se totodată mai precis. Un al doilea maxim cu frecvenţa de 11% se conturează între 0,17 şi 0,18% P. El se datoreşte zăcămintelor din vestul regiunii.

Tabelul nr. 7

Compoziţia medie a rocilor faciesului carbonatic din zăcăminte după maximele histogramelor *)

	Siderite		Limonite		Ankerite		Dolomite	
	maxim	F%	maxim	F%	maxim	F%	maxim	F%
SiO_2	5,00—10,00	25	15,00—20,00	23	urme— 5,00	49	1,00— 5,00	44
Al_2O_3	0,25— 0,75	40	2,39	—	—	—	—	—
FeO	38,70—45,00	40	—		12,90—19,30	34	6,00— 9,00	30
Fe_2O_3	—		57,00—64,10	22,5	—	—	—	—
MnO	2,59— 3,24	34	—		0,65— 1,29	53	0,30— 0,60	38
Mn_2O_3	—		2,90— 3,60	30	—	—	—	—
MgO	4,00— 5,00	20	1,38	—	10,21	—	15,00—20,00	31—40
CaO	urme— 0,50	34	3,82	—	20,00—25,00	32,5	20,00—25,00	47,50
P_2O_5	0,05— 0,16	29	0,025— 0,05	30,5	—	—	—	—
S	0,10— 0,20	17	0,02— 0,20	22	—	—	—	—

*) Unde numărul insuficient de analize nu a permis construirea curbelor de frecvenţă, s-au utilizat valorile mediilor aritmetice pentru elementele respective.

În tabelul nr. 7 înfățișăm compoziția medie a diferitelor roci constituente ale zăcămintelor de fier după maximele obținute din curbele de frecvență.

B. RAPORTURILE ÎNTRE DIFERITELE ELEMENTE PRINCIPALE

RAPORTUL SiO_2 : Fe ȘI SiO_2 : Mn

Pentru ilustrarea variației raportului SiO_2 : Fe și SiO_2 : Mn au fost construite diagrame cu cîmpuri de variație de egală frecvență. Avantajul acestui fel de reprezentare față de curbele medii de variație constă în faptul că indică prin izoliniile maximelor și minimelor repartizarea cantitativă a punctelor din domeniul de variație respectiv.

Pentru *siderite* se constată o descreștere uniformă și regulată a fierului, cu creșterea conținutului în SiO_2. Maximul cazurilor este cuprins între 32 și 37% Fe (F > 22%) corespunzînd la 6—10% SiO_2 (fig. 7). Comportarea manganului față de SiO_2 este identică cu aceea a fierului, maximul cuprins între 2,3 și 2,7% Mn amplasîndu-se cu aceeași frecvență (> 22%) în același domeniu de variație a SiO_2 (6—10%).

Variația regulată a Fe și Mn în funcție de SiO_2 indică un amestec continuu și variabil al unui material cuarțos terigen cu un material carbonatic de precipitație chimică.

Existența unui raport optim pentru acest amestec în timpul procesului de sedimentare a zăcămintelor de fier este demonstrată de prezența maximelor pregnante din diagrame. Variația similară și amplasarea maximelor pentru Fe și Mn la aceleași valori de SiO_2 arată o interdependență genetică între cele două elemente.

În diagramele pentru *ankerite* (fig. 7) se constată o îngrămădire a punctelor reprezentative în domeniul valorilor mici pentru SiO_2, fără a se contura o regulă de variație evidentă. Acest lucru se datorește conținutului variabil în Fe și Mn, ce produce o dispersie prea mare a punctelor pentru un interval prea restrîns de SiO_2 (0—15%). Aspectul general al diagramelor indică — spre deosebire de siderite — o ușoară creștere a Fe și Mn pînă în jur de 10—15% SiO_2, de unde domeniul lor de variație rămîne neinfluențat de SiO_2. Maximele cuprinse între 8—16% Fe și 0,4—1,0% Mn se amplasează ambele între 1 și 6% SiO_2, cu o frecvență de peste 20%.

Diagramele pentru *limonite* (fig. 7) arată că variația regulată a fierului în funcție de SiO_2 din siderite se menține în produsele lor de oxidare. Dar, concomitent cu îmbogățirea în fier a rocii se produce o levigare și concentrare locală a acestuia, fapt care determină aspectul neregulat al izoliniilor și apariția mai multor maxime. Același fenomen se produce și pentru manganul din limonite, domeniile lui de concentrare din diagrame corespunzînd în general cu cele ale fierului.

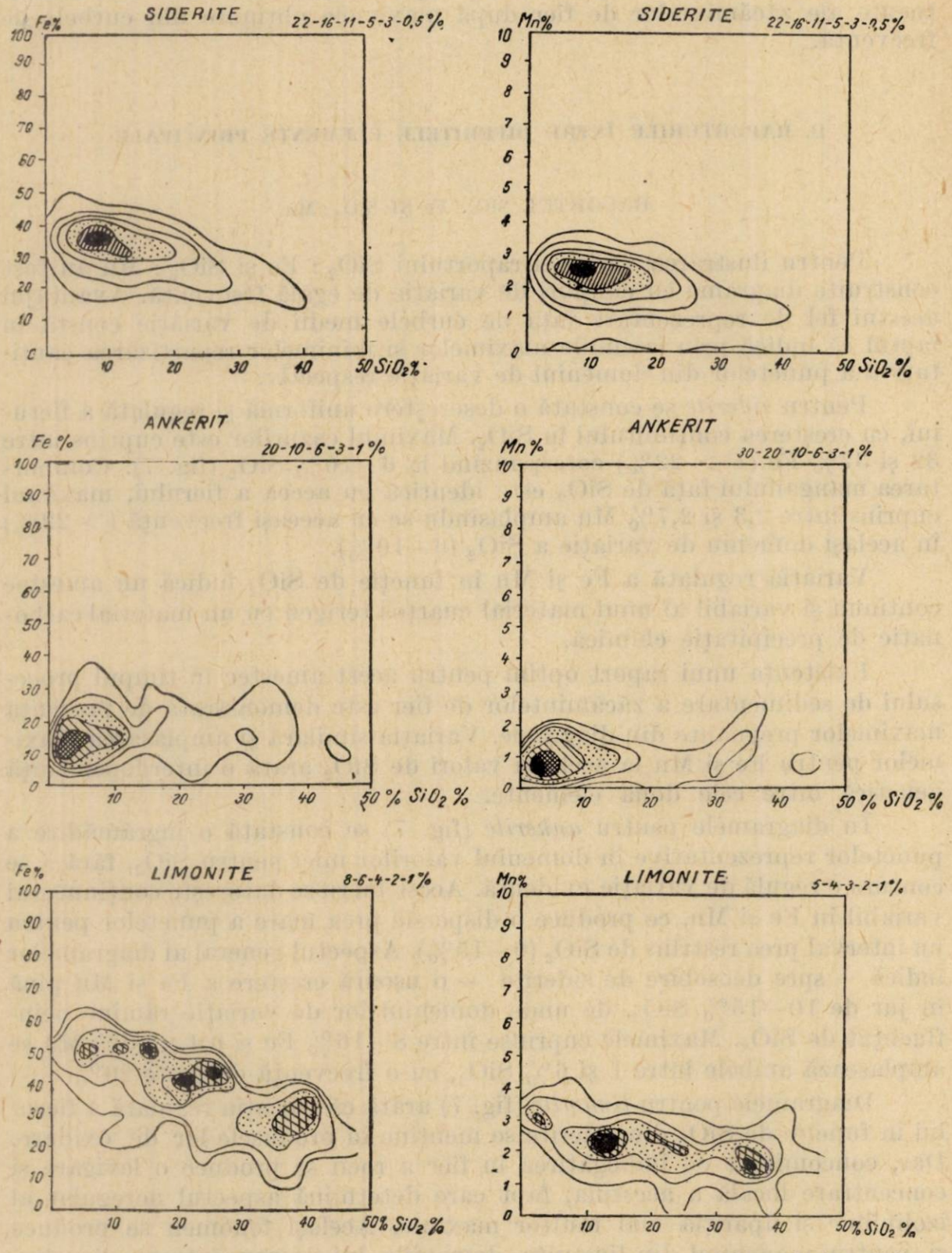


Fig. 7. — Diagramele Fe : SiO_2 și Mn : Si_2O pentru siderite (184), ankerite (100), limonite (120).

RAPORTUL FeO : MnO

Din reprezentarea grafică a raportului FeO : MnO (fig. 8) se constată o grupare a rocilor carbonatice între liniile reprezentative pentru valorile de 10 și 20 ale raportului. În cadrul acestor limite, dolomitele caracterizîndu-se prin valoarea medie de 10, ankeritele prin 12 și sideritele

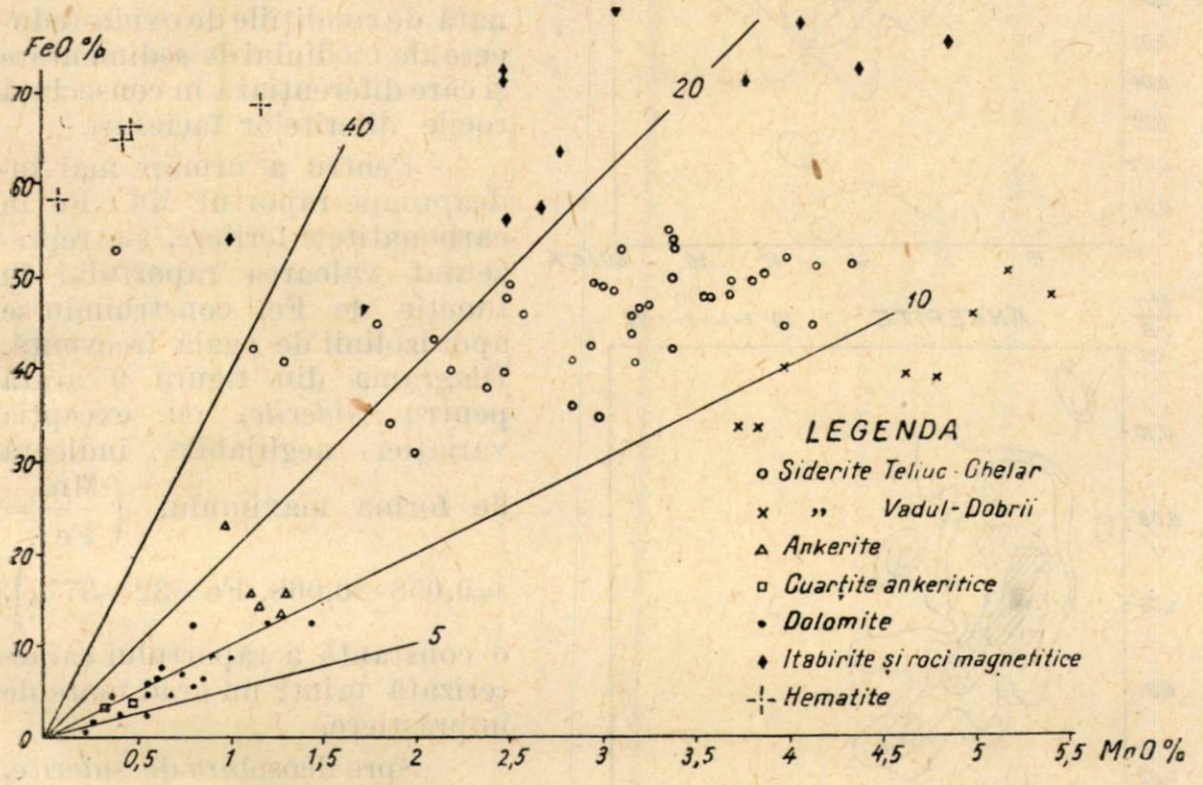
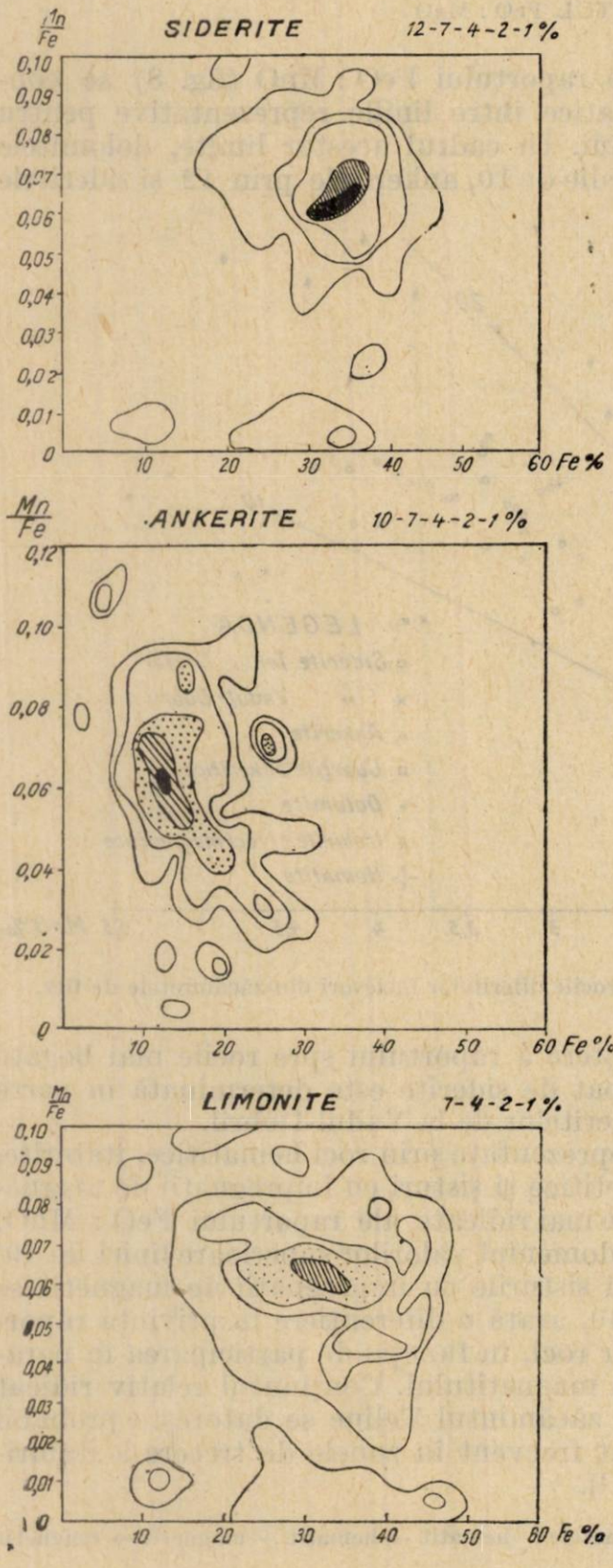


Fig. 8. — Raportul FeO : MnO pentru rocile diferitelor faciesuri din zăcămintele de fier.

prin 15, se remarcă o ușoară creștere a raportului spre rocile mai bogate în fier. Lărgirea domeniului ocupat de siderite este determinată în parte de conținutul ridicat în Mn al sideritelor de la Vadul-Dobrii.

Rocile faciesului de oxizi, reprezentate prin roci hematitice, itabirite, hematite cu magnetit, roci magnetitice și șisturi cu impregnații de magnetit, se caracterizează prin valorile mai ridicate ale raportului FeO : MnO. Amplasarea rocilor hematitice în domeniul valorilor superioare liniei de 40, pe cînd itabiritele cu magnetit și șisturile cu impregnații de magnetit se proiectează între liniile de 20 și 40, arată o diferențiere în privința raportului FeO : MnO în cadrul acestor roci, în funcție de participarea în paragenezele lor a hematitutului și a magnetitului. Conținutul relativ ridicat în Mn al rocilor magnetitice din zăcămîntul Teliuc se datorește probabil prezenței siderozei, fapt constatat frecvent în zonele de trecere a itabiritelor în roci carbonatice ferifere [1]).

[1]) Trecerea se face prin paragenezele : hematit → hematit + magnetit → magnetit + sideroză → sideroză ± magnetit.



În concluzie se poate afirma că raportul FeO : MnO, reliefînd conținutul mai ridicat în mangan al rocilor faciesului carbonatic față de cel al rocilor faciesului de oxizi, reprezintă o valoare caracteristică determinată de condițiile de oxido-reducere ale mediului de sedimentare și care diferențiază în consecință rocile diferitelor faciesuri.

Pentru a urmări mai îndeaproape raportul Mn : Fe în carbonatitele ferifere, s-a reprezentat valoarea raportului în funcție de Fe, construindu-se apoi izolinii de egală frecvență. Diagrama din figura 9 arată pentru *siderite*, cu excepția variației neglijabile indicată de forma maximului $\left(\frac{Mn}{Fe} = 0{,}058-0{,}068,\ Fe=32-37\%\right)$, o constanță a raportului caracterizată printr-un grad mare de împrăștiere.

Spre deosebire de siderite, *ankeritele* prezintă o descreștere evidentă a raportului Mn : Fe o dată cu creșterea fierului. Deși variația se produce în sens opus față de siderite, maximul pentru raportul Mn : Fe $\left(\frac{Mn}{Fe} = 0{,}06-0{,}062,\ Fe=12-13\%\right)$ se menține, în dreptul unui conținut mai mic în Fe, la aceleași valori ca la siderite. O deosebire

Fig. 9. — Diagramele $\frac{Mn}{Fe}$: Fe pentru : siderite (110), ankerite (100), limonite (144).

se constată în extinderea domeniului de variație, care la ankerite coboară de la 0,095 pînă la 0,02.

Aspectul diagramei pentru *limonite* (fig. 9) rămîne în esență neschimbat față de cel al sideritelor. Maximul se plasează la aceleași valori ale raportului $\frac{Mn}{Fe} = 0{,}06$, însă cu o frecvență mai mică (7%) și cu izoliniile din jur mai împrăștiate, ocupînd o suprafață mai mare. În consecință procesul de limonitizare influențează asupra raportului Mn : Fe doar în sensul unor schimbări locale legate de levigarea și concentrarea parțială a fierului, producînd astfel o împrăștiere mai mare a punctelor reprezentative fără a schimba însă valoarea globală a acestui raport.

RAPORTUL $\frac{FeO}{MnO} : SiO_2$

Pentru urmărirea variației raportului FeO : MnO în funcție de SiO_2 (materialul terigen) a fost utilizat același mod de reprezentare grafică folosit pentru raportul SiO_2 : Fe și SiO_2 : Mn. Diagrama din figura 10 arată o variație liniară slabă a raportului care prezintă pentru valoarea FeO : MnO = 12—14 un maxim de frecvență (F > 20%) între 5 și 8% SiO_2.

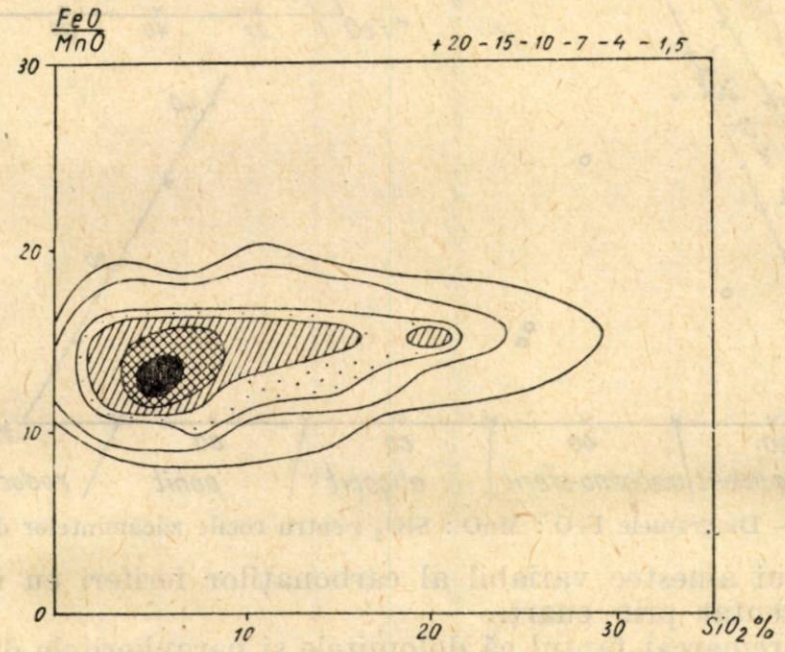


Fig. 10. — Diagrama $\frac{FeO}{MnO} : SiO_2$ pentru siderite (100 de analize).

Pentru intervalul de SiO_2 cuprins în diagramă valoarea raportului mărindu-se ușor cu creșterea conținutului în SiO_2, variația se produce în același sens cum a fost stabilit de M. Savul și V. Ianovici (10) pentru rocile carbonatice cu mangan din cristalinul Bistriței.

RAPORTUL SiO_2 : FeO : MnO

Pentru ilustrarea grafică a raportului SiO_2 : FeO : MnO au fost construite diagrame ternare pentru rocile faciesului carbonatic şi pentru cele ale faciesului de oxizi (fig. 11).

Se constată că punctele reprezentative ale rocilor ambelor faciesuri se grupează de-a lungul laturii FeO : SiO_2. SiO_2 provenind aproape exclusiv din cuarţ (afară de o cantitate neglijabilă legată în filosilicaţi) eşalonarea rocilor sideritice paralel cu latura SiO_2—FeO trebuie privită ca o

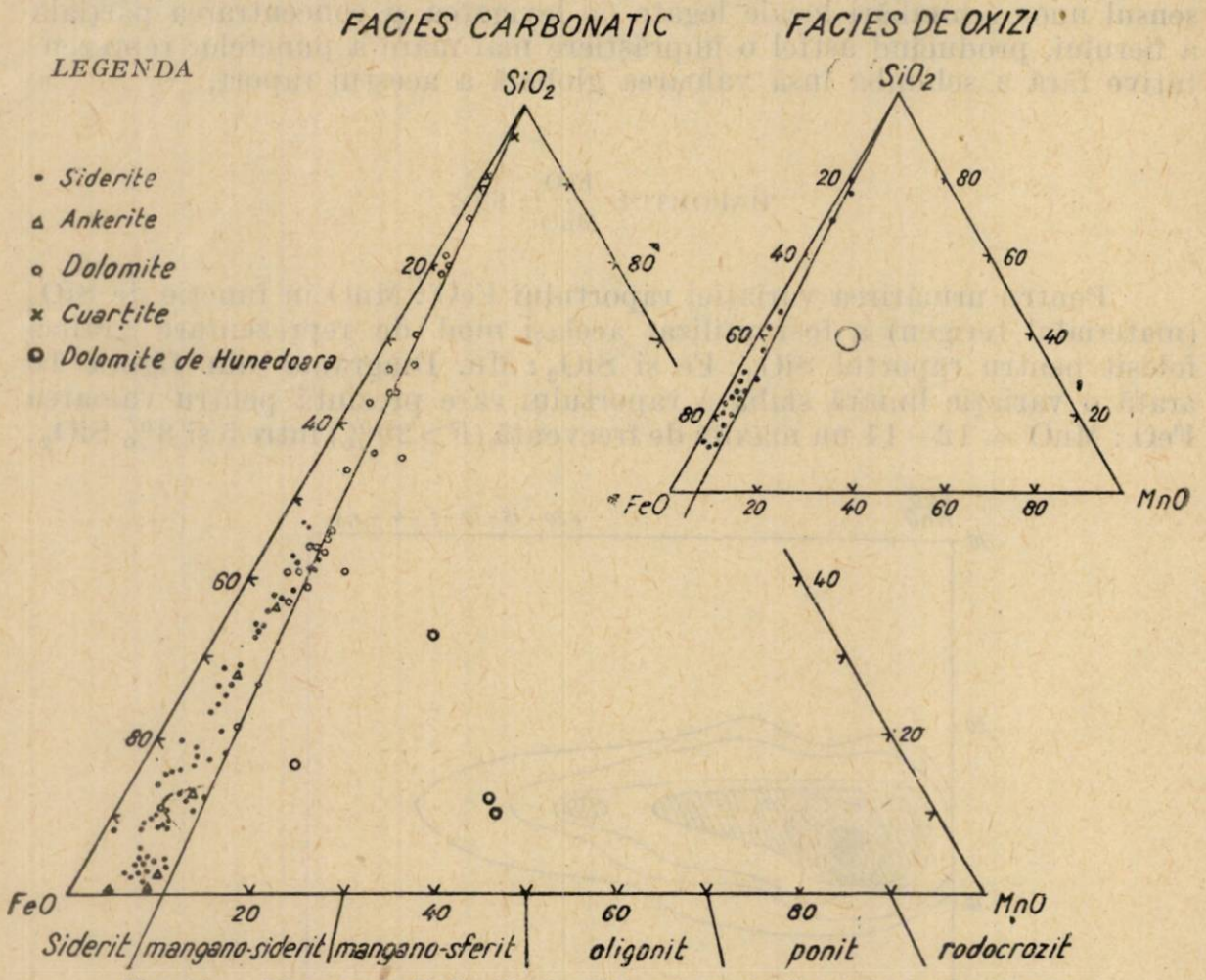


Fig. 11. — Diagramele FeO : MnO : SiO_2 pentru rocile zăcămintelor de fier.

expresie a unui amestec variabil al carbonaţilor feriferi cu un material terigen reprezentat prin cuarţ.

Trebuie remarcat faptul că dolomitele şi parankeritele din zăcămintele de fier se încadrează, ca şi ankeritele şi sideritele, între valorile raportului FeO : MnO corespunzînd domeniului sideritelor, în timp ce dolomitele de Hunedoara — din cauza conţinutului mai scăzut în FeO — se diferenţiază faţă de rocile zăcămintelor plasîndu-se în domeniul raportului corespunzînd mangano-sideritelor şi mangano-sferitelor.

În rocile ambelor faciesuri raportul între FeO şi MnO nu este influenţat sensibil de cantitatea de SiO_2.

RAPORTUL $P_2O_5 : FeO$ ŞI $P_2O_5 : \frac{FeO}{MnO}$

După cum am arătat mai înainte fosforul este legat de prezența fierului din rocile carbonatice, în dolomite participînd în cantități neglijabile. Izoliniile diagramei $P_2O_5 : FeO$ (fig. 12) delimitează un cîmp de variație larg și vertical, ce nu indică o dependență a repartizării fosforului

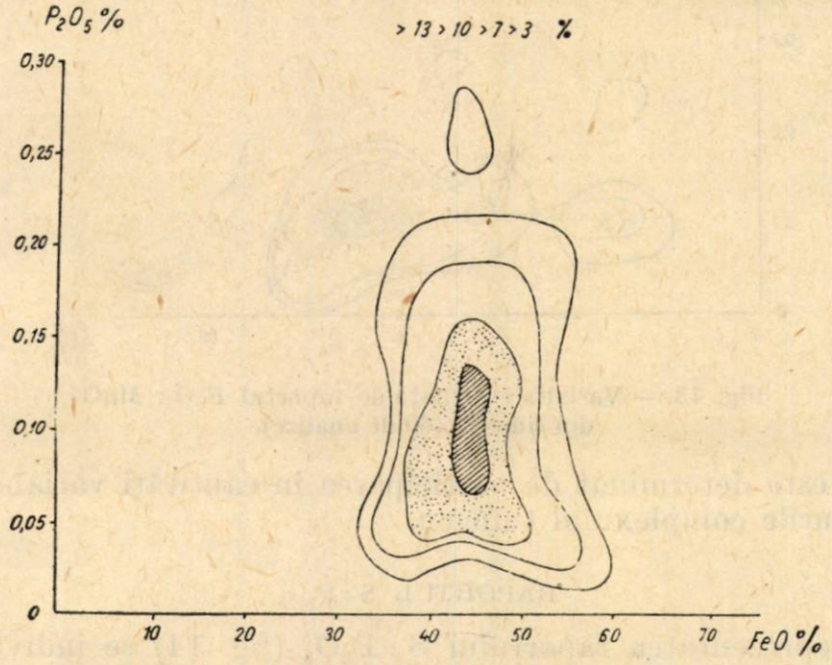


Fig. 12. — Variația P_2O_5 față de FeO din siderite (60 de analize).

în siderite după variația conținutului în fier al acestora, poziția și forma maximului în diagramă rezultînd din suprapunerea rectangulară a maximelor de frecvență ale fierului și fosforului din siderite.

Interdependența cantitativă între cele două elemente nu se exprimă deci printr-o curbă de variație, ci doar prin participarea maximă a fosforului în siderite ca urmare a adsorbției P de către mîlul carbonatic ferifer.

Descreșterea lentă a fosforului în funcție de creșterea raportului FeO : MnO pare a confirma sedimentarea inițială a minereului sub formă de mîl carbonatic ferifer în urma unei precipitări chimice. După cum arată M. Savul și V. Ianovici (10), în cazul unui amestec de geluri de hidroxizi de fier și de mangan, capacitatea mai mare de adsorbție a hidroxidului de fier pentru ionul fosfor ar trebui să cauzeze o creștere a conținutului în P o dată cu cel în fier din gelul de hidroxizi.

Într-un asemenea caz ar trebui să se obțină o curbă de variație similară celeia stabilite de M. Savul și V. Ianovici (10) pentru rocile cu mangan din cristalinul Bistriței, dar care este inversă față de curba care caracterizează carbonatitele ferifere din Poiana Ruscăi. În acest fel s-ar putea eventual explica conținutul în P aproximativ de 5—10 ori

mai mic al minereurilor din Poiana Ruscăi faţă de cele din Carpaţii Orientali.

Dozările de fosfor din rocile faciesului de oxizi sînt insuficiente pentru a trage o concluzie. Conţinutul în P al şisturilor cu magnetit şi carbo-

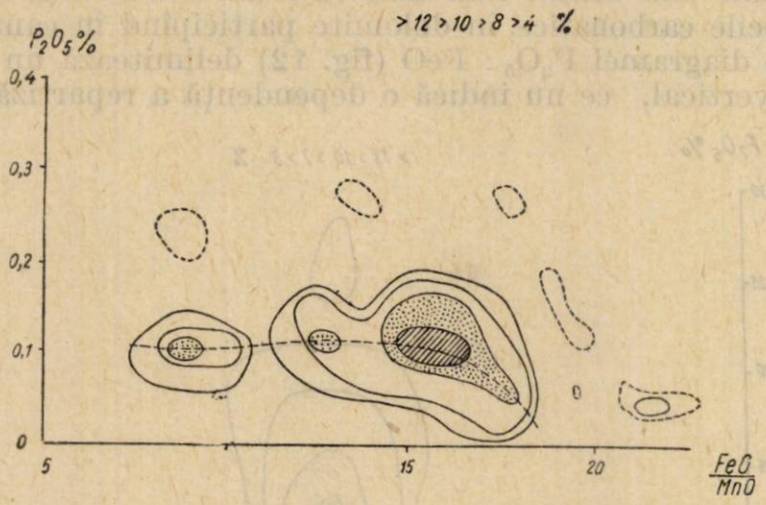


Fig. 13. — Variaţia P_2O_5 faţă de raportul FeO : MnO din siderite (60 de analize).

naţi de fier este determinat de participarea în cantităţi variabile a apatitului în şisturile complexului tufogen.

RAPORTUL S : P_2O_5

Prin reprezentarea raportului S : P_2O_5 (fig. 14) se individualizează domenii ce delimitează răspîndirea punctelor reprezentative pentru dife-

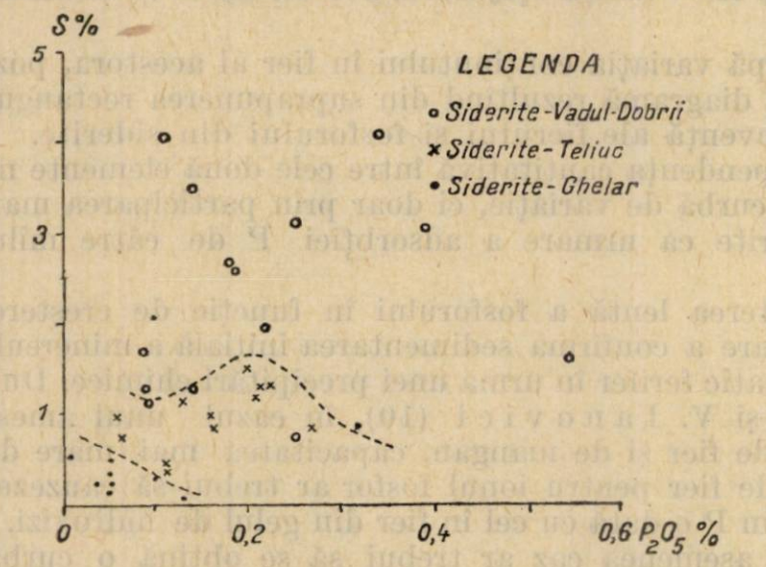


Fig. 14. — Variaţia sulfului faţă de P_2O_5 din siderite.

rite zăcăminte. Astfel sideritele de la Ghelar şi Mihail ($S < 0{,}8$; $P_2O_5 < 0{,}15$) sînt mai sărace în S şi P decît cele de la Teliuc ($S < 1{,}5$; P_2O_5

$< 0{,}27$), iar rocile sideritice de la Vadul-Dobrii mai bogate în SiO_2 și Mn prezintă un conținut ridicat în S, care în unele cazuri coincide cu o cantitate mai mare de P_2O_5 din rocă.

În general, se constată o creștere concomitentă a sulfului și fosforului în rocile sideritice, fapt care se remarcă și pentru unele zăcăminte de Fe—Mn din Carpați (exemplu Răzoare) și care pare că diferențiază acumulările ferifere și fero-manganifere după condițiile mediului de sedimentare (11).

C. PROFILE GEOCHIMICE

Pentru studiul variației chimismului rocilor carbonatice din zăcăminte, ca și pentru stabilirea unei eventuale diferențieri chimice între diferitele corpuri de minereu, au fost construite în afara altor reprezentări grafice și profile chimice prin principalele zăcăminte din regiune.

Profilele, ce constau din probe luate succesiv la distanțe de 1—2 m, au fost astfel alese încît în limita posibilităților să ofere maximum de varietate petrografică. Profilul geochimic de la Teliuc (46 de analize) este luat din transversala principală a orizontului 180 și intersectează lentila dolomitică cu corpuri sideritice din baza ei pînă în dreptul nivelului intercalației de șisturi ce separă nivelul superior al carbonatitelor ferifere (în majoritate exploatate) de cel inferior (fig. 15). Un al doilea profil geochimic (fig. 16) a fost luat din transversala principală a orizontului V Ghelar (17 analize). Spre deosebire de primul, acesta cuprinde pe lîngă sideritele brune comune și dolomite, siderite negre grafitoase caracteristice zăcămîntului Ghelar. Al treilea profil provenind din zăcămîntul Vadul-Dobrii (fig. 17) este luat din abatajul superior orizontului II, unde minereul neasociat cu dolomite ajunge la grosimi relativ maxime.

Profilele geochimice au fost reprezentate astfel, încît sub profilul geologic al galeriei respective cu indicarea locului de luare a probei a fost înfățișată variația sumei carbonaților și a cuarțului din roci ca expresie a amestecului dintre materialul terigen și cel de precipitare chimică. Dede subt s-a reprezentat variația procentelor moleculare a celor patru constituenți simpli principali ai carbonaților [1]). În partea inferioară se ilustrează variația conținutului în pirită și magnetit, calculat din Fe rezidual și S global din rocă.

Analizele duble reprezintă variații locale în chimismul minereului.

În profilul prin zăcămîntul Teliuc se constată o diferențiere între cele două corpuri sideritice, cel inferior fiind relativ mai bogat în Mg și mai sărac în Fe și Mn, pe cînd cantitatea mai mică de Mg și mai mare de Fe din cel superior determină calitatea superioară a acestuia. În partea superioară a profilului, corespunzînd zonei de efilare a intercalației de șisturi ce se dezvoltă spre vest, se remarcă o îmbogățire sensibilă în cuarț a minereului, fapt care trebuie pus pe seama variațiilor laterale de facies ale șisturilor în carbonatite, prin intermediul carbonatitelor cuarțitice.

[1]) $FeCO_3 + MnCO_3 + MgCO_3 + CaCO_3 = 100$.

Sideritele şi dolomitele de la Ghelar sînt mai sărace în cuarţ, în cele grafitoase remarcîndu-se şi un conţinut mai scăzut în Mg şi mai ridicat în Fe decît în cele brune comune. Zonele de dolomite ferifere cu porfi-

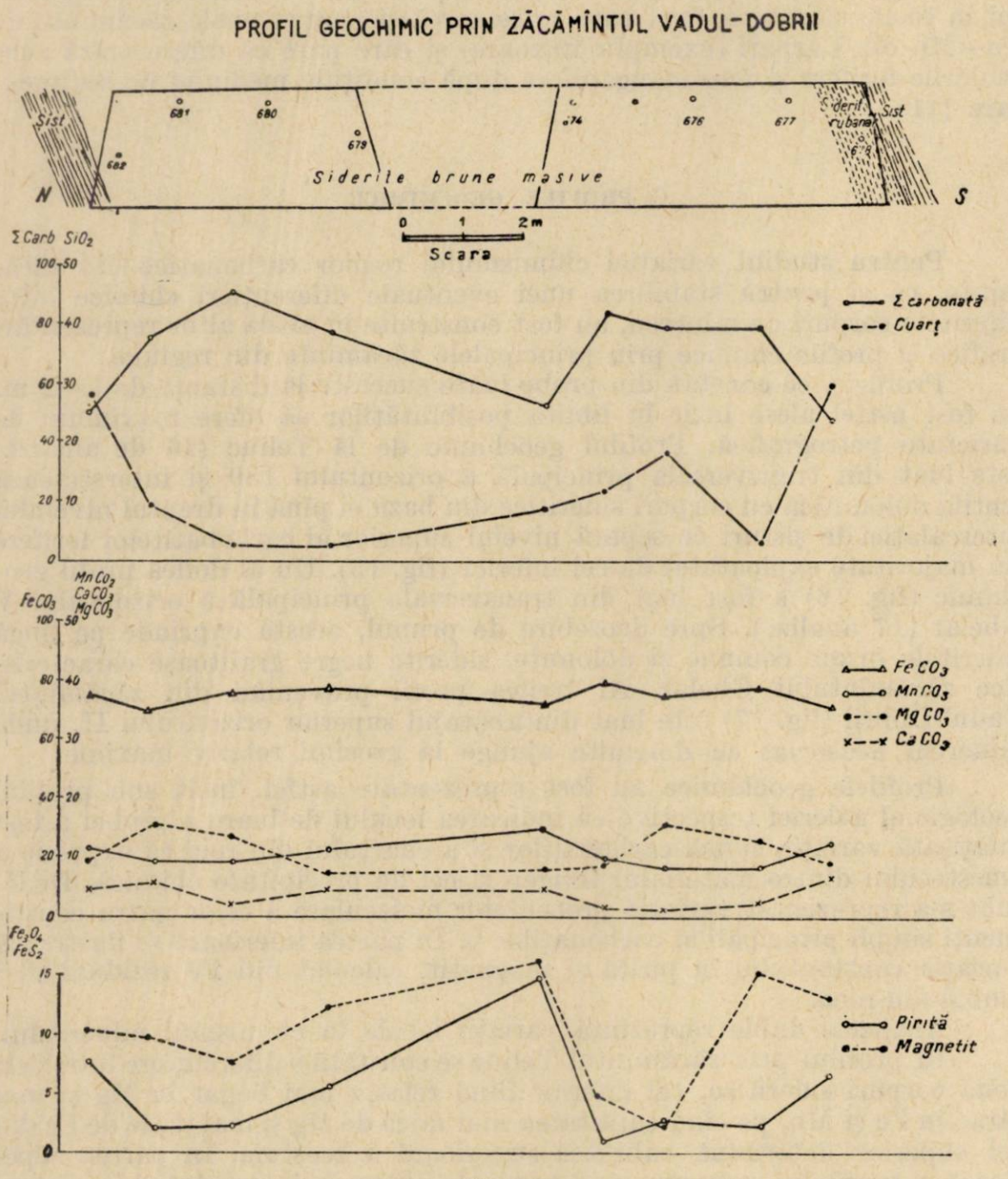


Fig. 17

roblaste ankeritice se diferenţiază prin creşterea conţinutului în Fe în detrimentul Mg, fără a afecta sensibil conţinutul în Ca şi Mn din carbonaţi.

În profilul de la Vadul-Dobrii se surprind, prin îmbogățirea treptată în cuarț a sideritelor spre marginile corpului de minereu, variațiile faciale spre rocile de natură terigenă în care se află intercalate. În comparație cu celelalte zăcăminte se observă conținutul relativ superior în $MnCO_3$ și proporționalitatea acestuia cu $CaCO_3$. Interesantă este variația relativ paralelă a piritei și a magnetitului.

D. VARIAȚIA COMPOZIȚIEI CARBONAȚILOR

Întrucît folosirea valorilor moleculare în locul celor procentuale permite o imaginare și o reprezentare mai sugestivă a compoziției mineralogice și chimice, au fost calculate pentru studiul compoziției rocilor carbonatice ale zăcămintelor de fier, din analizele chimice, cantitățile moleculare ale celor patru constituenți principali ($FeCO_3$, $MnCO_3$, $MgCO_3$, $CaCO_3$). Aceștia s-au folosit apoi în toate diagramele pe care se bazează considerațiile noastre.

Studiul termic diferențial al carbonatitelor zăcămintelor de fier indică (cu excepția unui ankerit — 40) o compoziție foarte omogenă pentru carbonații constituenți ai acestor roci. Compoziția globală a carbonaților dedusă din analiza chimică a unei roci coincide deci cu compoziția fiecărui cristal de carbonat în parte din roca respectivă.

Condiționarea reciprocă în variația cuarțului și a sumei carbonaților, exprimată prin simetria celor două curbe reprezentative ale profilelor geochimice, arată că rocile faciesului carbonatic sînt în esență constituite din carbonat și cuarț, fapt demonstrat de altfel pentru carbonatitele ferifere și de diagramele din figura 7.

Între participarea magnetitului și a piritei nu a putut fi stabilită o altă corelație cu chimismul general al rocii decît că ele se concentrează în carbonatitele ferifere. Prezența lor este determinată de stabilirea unor echilibre în timpul variațiilor condițiilor fizico-chimice ale mediului de sedimentare. O parte din pirită provine și din procesele legate de diageneză și de metamorfismul regional.

Profilele geochimice arată că, chimismul carbonatitelor nu este influențat de variațiile neregulate uneori capricioase ale amestecului cu materialul terigen cuarțos, cele două procese ale sedimentării decurgînd aparent paralel fără a se influența reciproc. Minereul de la Vadul-Dobrii și corpul sideritic mai sărac în fier de la Teliuc, prezentînd un conținut relativ mai bogat în cuarț față de sideritele de calitate superioară de la Teliuc și Ghelar, se ridică întrebarea dacă nu există totuși o corelație între chimismul carbonaților și amestecul de material terigen, sesizabilă numai prin generalizări deoarece în particular nu se manifestă.

Reprezentarea din figura 18 confirmă dependența compoziției carbonatului ferifer față de cantitatea de cuarț din rocă, însă cu un cîmp de împrăștiere extrem de larg.

Liniile pline, după cum se poate vedea și după punctele reprezentative ale $FeCO_3$, indică limitele superioare ale conținutului în componenți principali din cristalele de carbonați pentru diferite concentrații de SiO_2

din rocă. Se constată că începînd de la un conţinut de peste 10—15% SiO_2 din rocă, conţinuturile maxime în $FeCO_3$ şi $MnCO_3$ încep să scadă o dată cu creşterea SiO_2, pe cînd $MgCO_3$ şi $CaCO_3$ se îmbogăţesc treptat.

Examinînd variaţia compoziţiei carbonaţilor se poate uşor constata repartizarea $FeCO_3$ şi a $MnCO_3$, pe de o parte, şi a $MgCO_3$ şi $CaCO_3$,

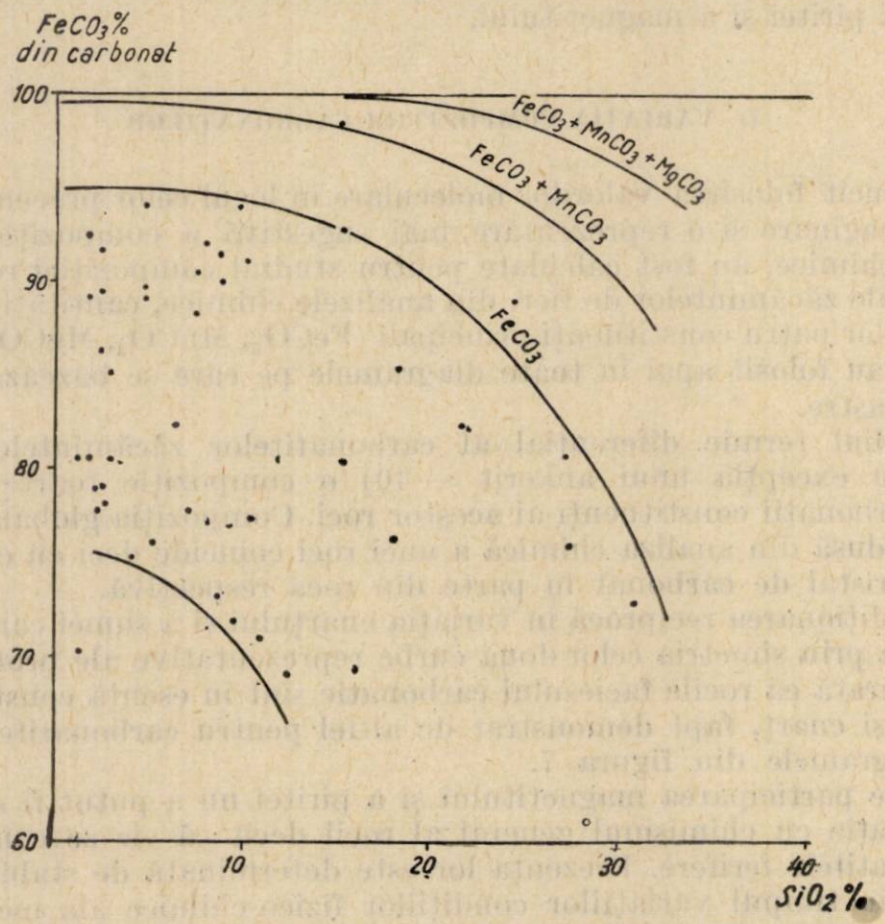


Fig. 18. — Variaţia compoziţiei carbonaţilor feriferi în funcţie de conţinutul în SiO_2 din rocă.

pe de altă parte, în două grupe cu tendinţe antagoniste. În cadrul primei grupe se remarcă o interdependenţă în participarea $MnCO_3$ faţă de $FeCO_3$, ce iese bine în evidenţă pentru diferitele tipuri de carbonatite, atenuîndu-se sau chiar dispărînd în cadrul aceluiaşi tip de rocă [1]) (fig. 7, 19). În consecinţă se poate conclude că Mn este legat genetic de prezenţa fierului din carbonaţi.

O corelare surprinzător de corectă se constată între $FeCO_3$, $MnCO_3$ [2]) şi $MgCO_3$ (fig. 20) din siderite ale căror puncte reprezentative se înscriu într-o dreaptă perfectă, ce prezintă o ramificaţie pentru sideritele mai bogate în Ca de la Teliuc. Aceeaşi variaţie inversă a $FeCO_3 + MnCO_3$ faţă de $MgCO_3$ se urmăreşte şi în ankerite şi dolomite, devenind însă,

[1]) Raportul $\frac{Fe}{Mn}$ în siderite este constant.

[2]) $FeCO_3$ şi $MnCO_3$, după cum s-a arătat, trebuie considerate împreună din punct de vedere genetic.

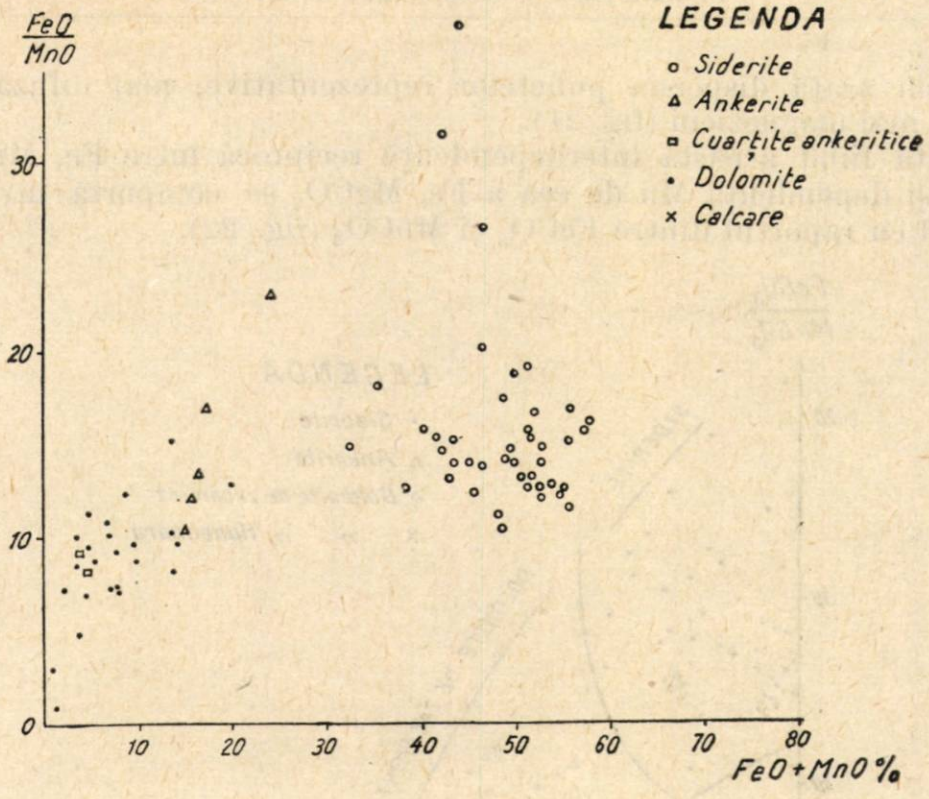


Fig. 19. — Variația raportului FeO : MnO față de FeO + MnO (siderite).

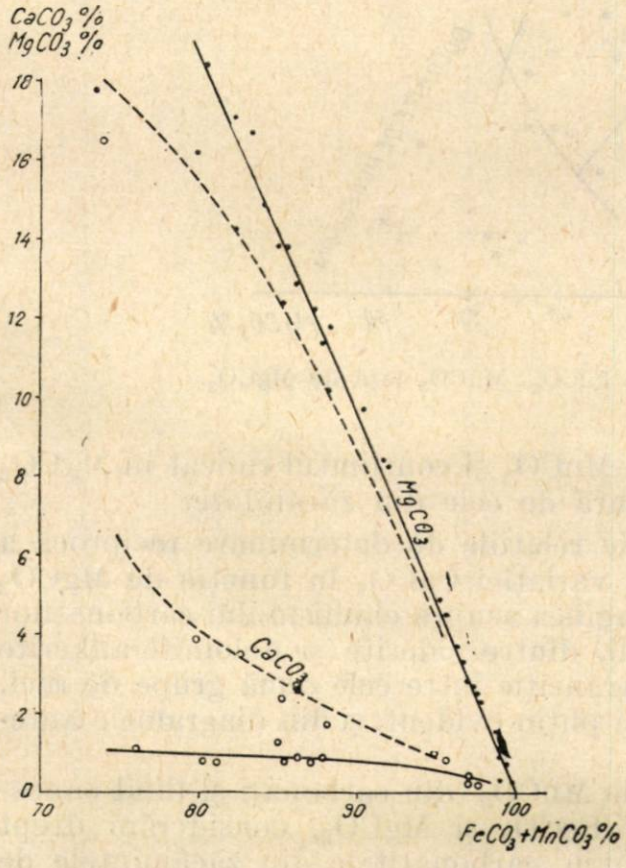


Fig. 20. — Variația $MgCO_3$ și $CaCO_3$ față de $FeCO_3 + MnCO_3$ (siderite).

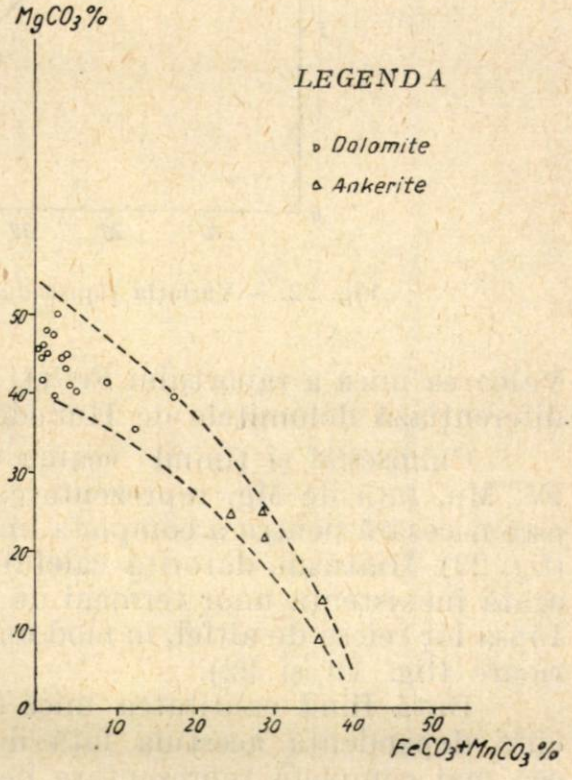


Fig. 21. — Variația $MgCO_3$ față de $FeCO_3 + MnCO_3$ în dolomite și ankerite.

după cum arată dispersia punctelor reprezentative, mai difuză pentru termenii mai magnezieni (fig. 21).

Dată fiind această interdependenţă reciprocă între Fe, Mn şi Mg, precum şi dependenţa Mn de cea a Fe, $MgCO_3$ se comportă invers proporţional cu raportul dintre $FeCO_3$ şi $MnCO_3$ (fig. 22).

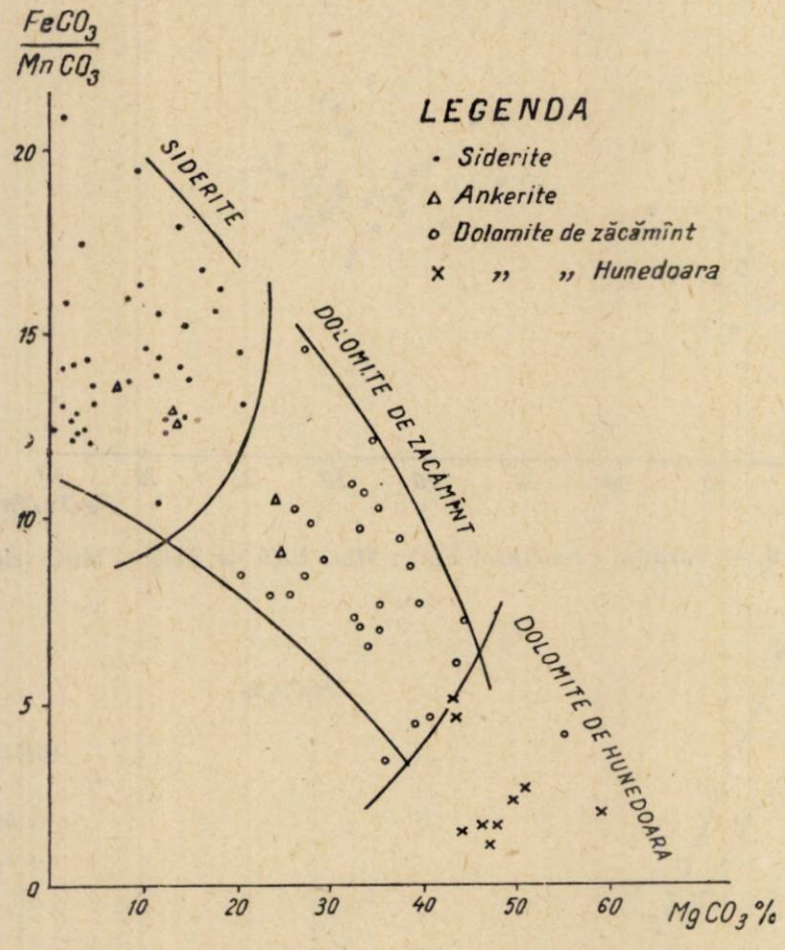


Fig. 22. — Variaţia raportului $FeCO_3 : MnCO_3$ faţă de $MgCO_3$.

Valoarea mică a raportului $FeCO_3 : MnCO_3$ şi conţinutul ridicat în $MgCO_3$ diferenţiază dolomitele de Hunedoara de cele din zăcăminte.

Cunoscînd şi ţinînd seama de relaţiile de determinare reciprocă a Fe, Mn, faţă de Mg, reprezentarea variaţiei $CaCO_3$ în funcţie de $MgCO_3$ este necesară pentru a completa imaginea asupra chimismului carbonaţilor (fig. 23). Hiatusul, datorită calciului, dintre siderite şi dolomite-ankerite arată inexistenţa unor termeni de tranziţie între cele două grupe de roci. Lipsa lor reiese de altfel, în mod mai puţin evident, şi din diagramele anterioare (fig. 19 şi 22).

Dată fiind cantitatea mică de $MnCO_3$ din carbonaţi şi fiind cunoscută dependenţa acestuia faţă de $FeCO_3$ şi $MgCO_3$, considerăm drept cea mai completă reprezentare pentru carbonatitele din zăcămintele de fier diagrama ternară $FeCO_3—MgCO_3—CaCO_3$ (fig. 24).

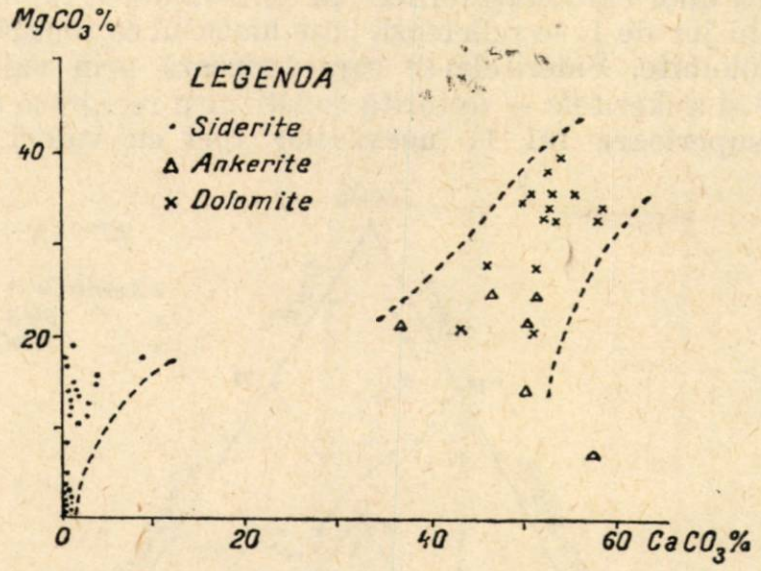


Fig. 23. — Variaţia $MnCO_3$ faţă de $CaCO_3$.

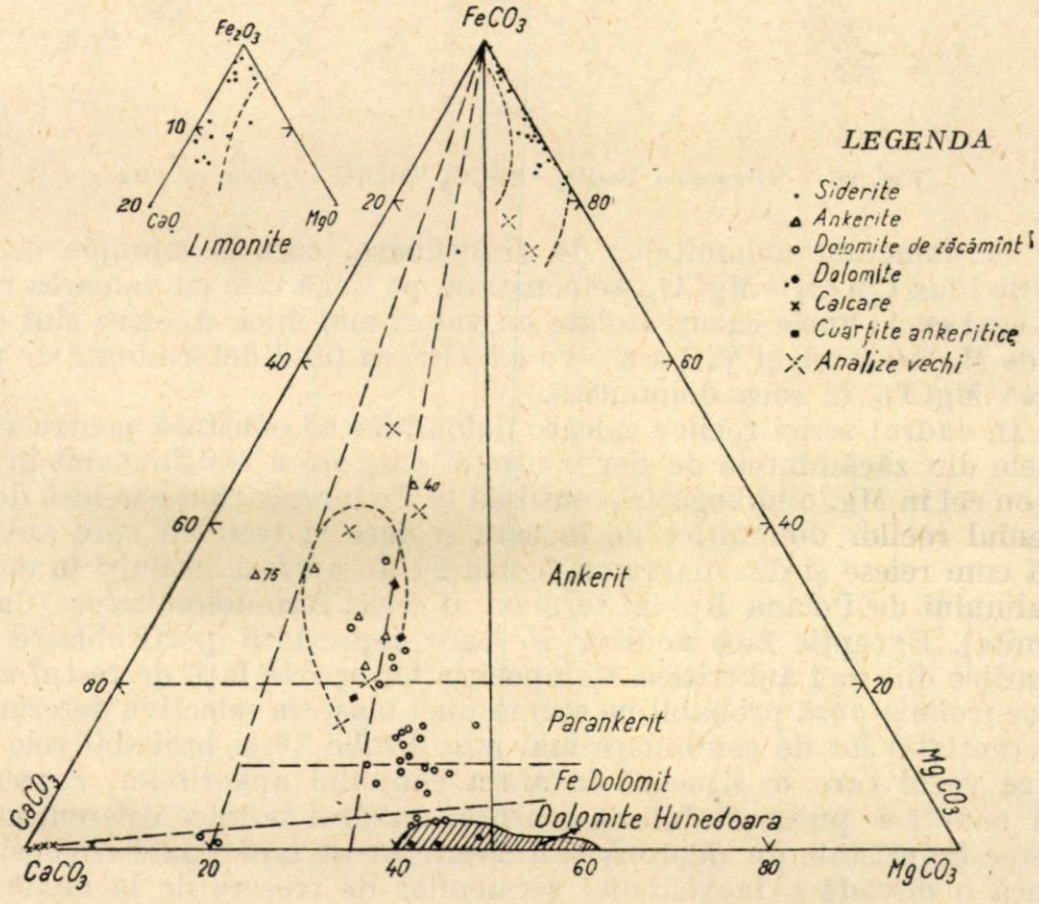


Fig. 24. — Diagrama $FeCO_3 - CaCO_3 - MgCO_3$ pentru carbonaţi.

Prin lipsa unor carbonaţi feriferi, în care valoarea raportului $CaCO_3$: $MgCO_3$ să fie în jur de 1, se reliefează bine hiatusul ce separă siderozele de ankerite şi dolomite. Sideritele se caracterizează prin valori inferioare, iar dolomitele şi ankeritele — datorită substituirii reciproce a Fe cu Mg — prin valori superioare lui 1, neexistînd roci cu valori intermediare.

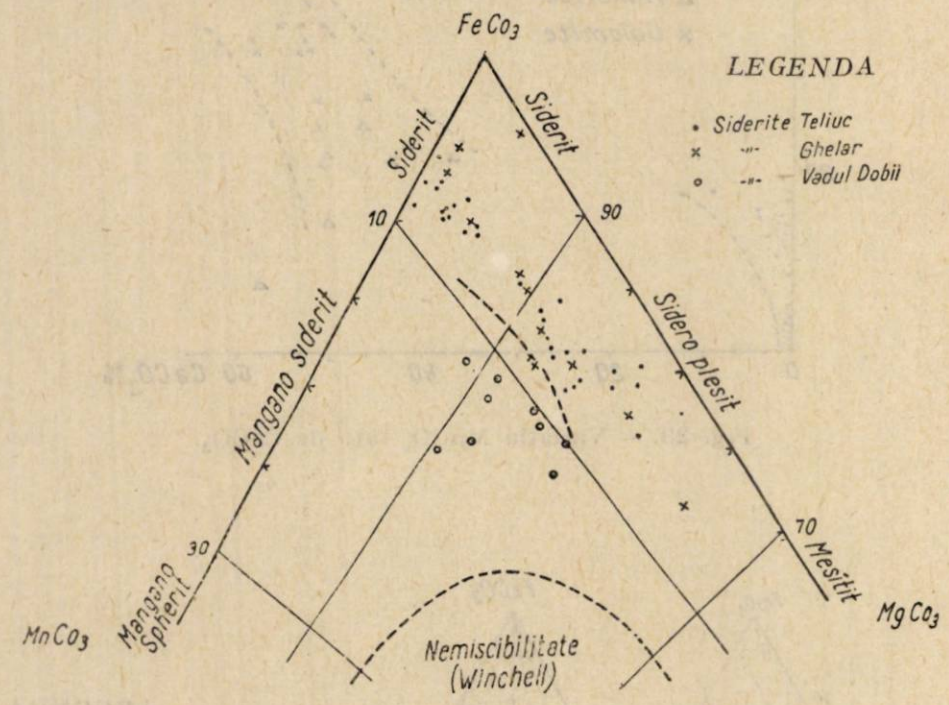


Fig. 25. — Diagrama $FeCO_3$—$MnCO_3$—$MgCO_3$ pentru siderite.

Doar în domeniul dolomitelor de Hunedoara, care se apropie cel mai mult de linia $CaCO_3$—$MgCO_3$, se constată, pe lîngă cele cu valoarea raportului egal cu 1, unele cazuri izolate cu valori mai mici. Acestea sînt explicate de M. Savul şi V. Ianovici (12) ca fiind determinate de participarea $MgCO_3$ în roca dolomitică.

În cadrul seriei rocilor calcaro-dolomitice se constată pentru carbonatitele din zăcămintele de fier o uşoară creştere a conţinutului în Fe o dată cu cel în Mg, o îmbogăţire sensibilă în Fe înregistrîndu-se însă doar în domeniul rocilor dolomitice de la care se face şi trecerea spre ankerite. După cum reiese şi din diagrama figurii 24 nu au fost întîlniţi în epizona cristalinului de Poiana Ruscăi termeni ai seriei fero-dolomitelor (Ca—Fe dolomite). Excepţie face analiza 75 care reprezintă porfiroblaste ferodolomitice din roci ankeritice. Compoziţia lor aparte faţă de restul carbonaţilor trebuie pusă probabil pe seama unei blasteze selective determinată de potenţialul lor de combinare mai mic. Proba 40 şi probabil cele două analize vechi care se situează în afara cîmpului ankeritelor, reprezintă, după cum s-a putut stabili cu ajutorul analizei termice diferenţiale, un amestec de cristale de sideroză şi ankerit. Acest fapt poate fi considerat ca încă o dovadă a inexistenţei termenilor de trecere de la ankerite la siderite.

O examinare a rocilor sideritice în funcție de constituenții principali (fig. 25) arată că, în afară de siderozā, din cauza substituirii cu peste 10% a Fe cu Mg, o mare parte sînt constituite din sideroplesite. Carbonații minereului de la Vadul-Dobrii sînt reprezentați prin termeni de trecere între manganosiderit și sideroplesit.

După cum se vede în diagrama din figura 24, în produsele de oxidare ale sideritelor (limonite) raportul Ca : Mg [1]) se schimbă în favoarea Ca datorită solubilizării mai ușoare a Mg în procesele de alterare.

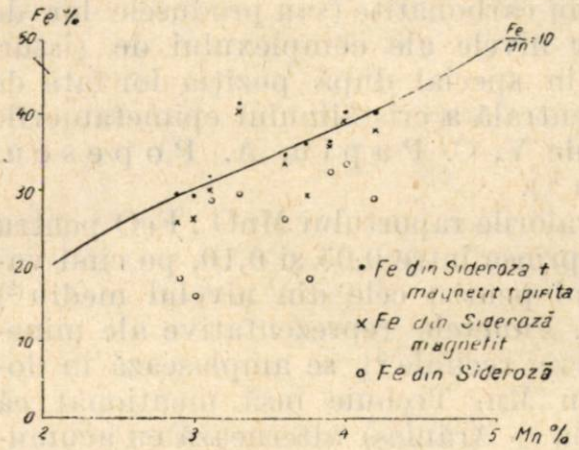


Fig. 26. — Raportul Fe : Mn în sideritele de la Vadul-Dobrii.

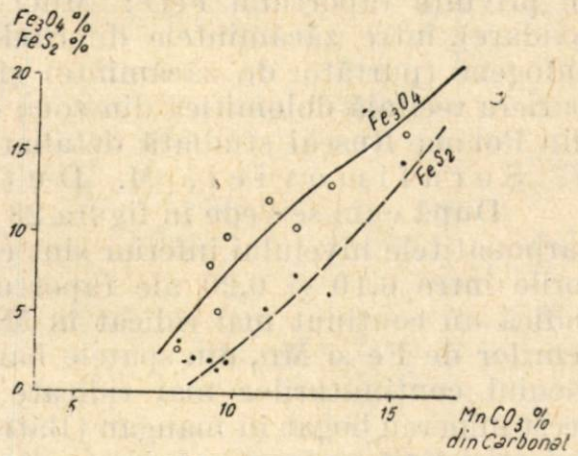


Fig. 27. — Variația Fe_3O_4 și a FeS_2 față de $MnCO_3$ din compoziția carbonatului.

După cum s-a arătat mai sus, din profilele geochimice nu a putut fi surprinsă o corelare a conținutului în magnetit sau pirită din rocă față de chimismul global al rocii sau al carbonaților constituenți.

Reprezentarea din figura 26 ne arată că dacă luăm în considerare și fierul din magnetit și pirită valoarea raportului Fe : Mn se menține surprinzător de constantă.

Din această constatare rezultă că magnetitul și pirita din carbonatitele ferifere se formează în detrimentul conținutului de $FeCO_3$ din compoziția carbonatului. Ca urmare a acestui fapt trebuie să ne așteptăm la o îmbogățire relativă a $MnCO_3$ în carbonatitele rocilor mai bogate în magnetit sau pirită, fapt demonstrat de altfel de reprezentarea din figura 27, din care reiese dependența $MnCO_3$ față de cantitatea de Fe_3O_4 și FeS_2 din rocă.

În concluzie se poate afirma că, condițiile slab oxidante ale mediului, care au permis formarea concomitentă a siderozei și a magnetitului, influențează în mod indirect conținutul în Mn al carbonaților. Un efect asemănător asupra compoziției carbonaților îl are formarea piritei în carbonatitele ferifere.

---

[1]) Ca și Mg rămîn sub formă de carbonați în limonite.

E. CONSIDERAŢII ASUPRA CORELĂRII ZĂCĂMINTELOR DE FIER DIN PARTEA CENTRALĂ ESTICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂI CU ZĂCĂMINTELE SIMILARE DE FIER ŞI MANGAN DIN EPIZONA CRISTALINULUI DE POIANA RUSCĂI ŞI DIN CARPAŢI ÎN GENERAL

Analizele pe care le posedăm pînă în prezent din diferitele zăcăminte ale Masivului Poiana Ruscăi din afara zonei centrale estice sînt insuficiente pentru a permite crearea unei imagini generale asupra chimismului rocilor constituente. Puţinele analize existente reliefează o diferenţiere chimică, în privinţa raportului FeO : MnO din carbonatite (sau produsele lor de oxidare), între zăcămintele diferitelor nivele ale complexului de şisturi tufogene (purtător de zăcăminte) şi în special după poziţia lor faţă de bariera recifală dolomitică din zona centrală a cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscăi studiată detaliat de V. C. Papiu, A. Popescu, V. Serafimovici, M. Duţu[1]).

După cum se vede în figura 28 valorile raportului MnO : FeO pentru carbonatitele nivelului inferior sînt cuprinse între 0,05 şi 0,10, pe cînd valorile între 0,10 şi 0,20 ale raportului pentru cele din nivelul mediu [2]) indică un conţinut mai ridicat în Mn. Punctele reprezentative ale minereurilor de Fe şi Mn, din spatele barierei recifale [3]), se amplasează în domeniul conţinuturilor mai ridicate în Mn. Trebuie însă menţionat că acest minereu bogat în mangan (Bătrîna — Arănieş) alternează cu acumulări mici ferifere foarte sărace în Mn. În această regiune s-a produs, prin urmare, o diferenţiere chimică a fierului şi manganului, care trebuie pusă în legătură cu variaţia mai accentuată a condiţiilor de sedimentare [4]) în spatele barierei recifale decît în faţa ei [5]), unde chimismul rocilor zăcămintelor de fier prezintă în privinţa raportului MnO : FeO variaţii mult mai mici.

Tot figura 28 reliefează deosebirile între sedimentele iniţiale ale faciesului de oxizi şi de carbonaţi indiferent de nivelul stratigrafic căruia aparţin.

Raportul Mn : Fe din nivelul Govăjdia al dolomitelor de Hunedoara (corespunzător cu nivelul mediu al complexului tufogen din seria şistoasă) oscilează între limite relativ largi, 0,025—1,00. Aspectul izoliniilor din diagrama figurii 29 sugerează existenţa a două direcţii principale de variaţie care în zona de împreunare formează maximul diagramei.

Din păcate nu posedăm pînă în prezent analize din nivelul Retişoara al dolomitelor de Hunedoara (corespunzînd nivelului inferior tufogen) pentru a putea face o comparaţie. Prin comportarea lor aparte dolomitele de Hunedoara — formate în urma unei activităţi organice — se diferenţiază de sedimentele de precipitare chimică şi de cele terigene din care constau carbonatitele zăcămintelor.

---

[1]) V. C. Papiu, A. Popescu, V. Serafimovici şi M. Duţu, *Raport geologic asupra masivului dolomitelor de Hunedoara*, Arh. Com. geol., 1959.

[2]) Zăcămintele Vadul-Dobrii şi Boul.

[3]) Partea dinspre continent, în nordul dolomitelor.

[4]) În special variaţii ale Eh-ului mediului de sedimentare.

[5]) Partea dinspre larg, în sudul dolomitelor.

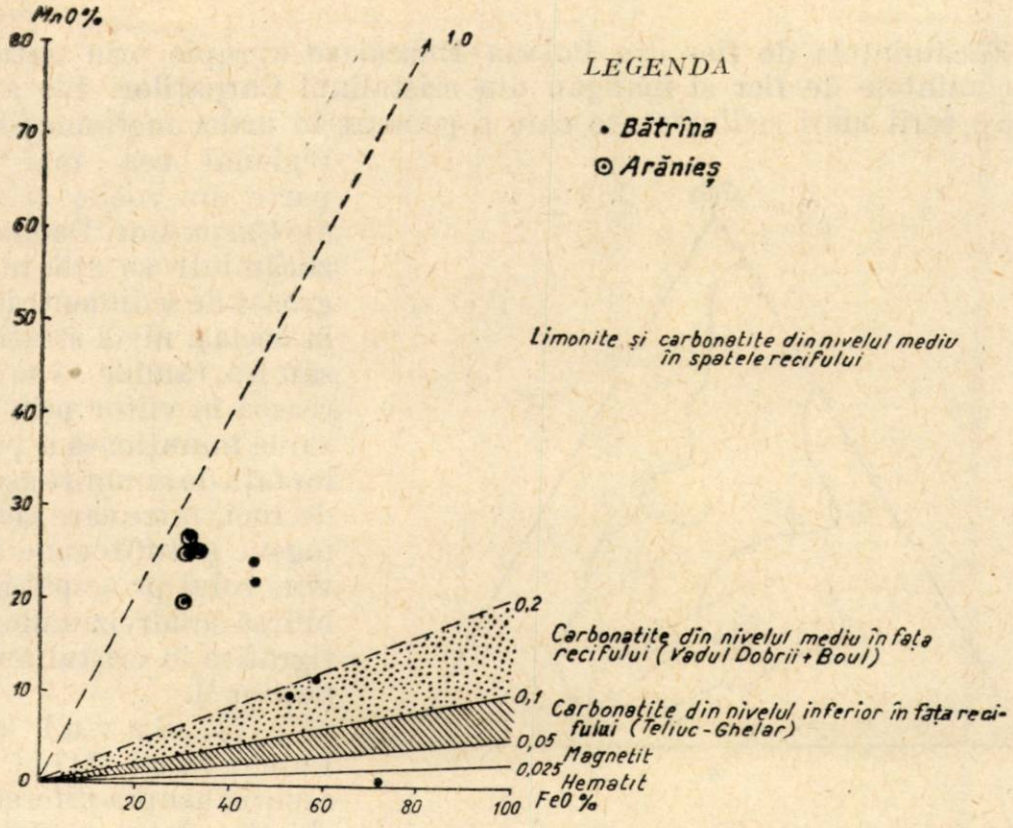


Fig. 28. — Raportul MnO : FeO pentru carbonatitele ferifere ale diferitelor nivele din complexul tufogen.

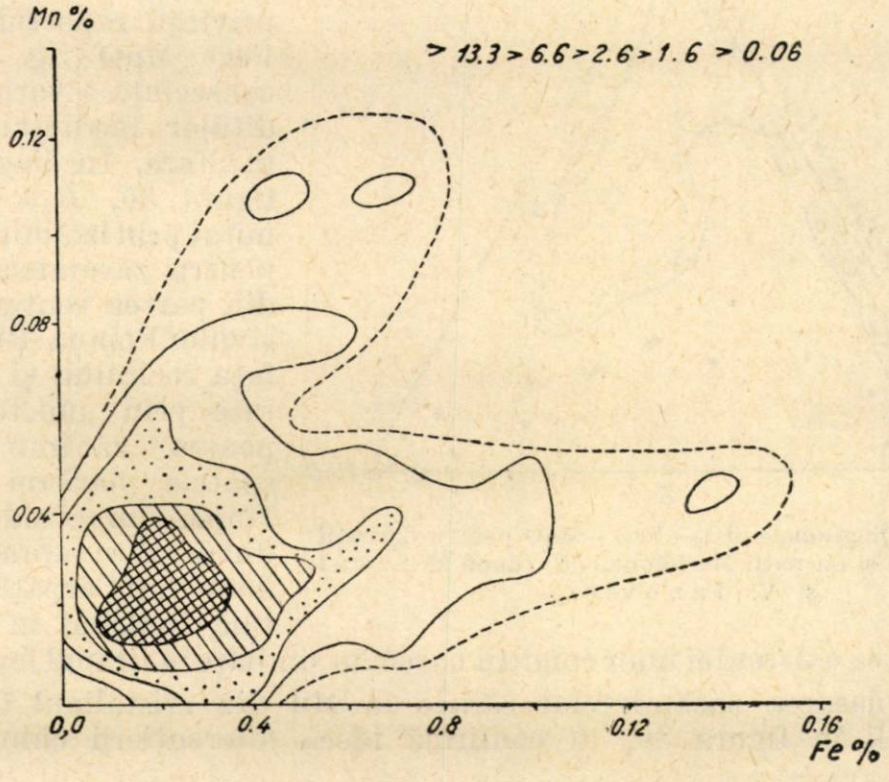


Fig. 29. — Raportul Mn : Fe în dolomitele de Hunedoara.

Zăcămintele de fier din Poiana Ruscăi se apropie prin natura lor de zăcămintele de fier şi mangan din cristalinul Carpaţilor. Ele aparţin aceleiaşi serii mari sedimentare care a generat în urma metamorfismului regional cea mai mare parte din rocile cristaline ale Carpaţilor. Dacă aceste zăcăminte se află în stiva groasă de sedimente iniţiale la acelaşi nivel stratigrafic sau nu, rămîne să se lămurească în viitor prin analizarea minuţioasă a poziţiei lor faţă de anumite asociaţii de roci, între care celor tufogene şi tufitogene le revine rolul principal în stabilirea subdiviziunilor stratigrafice în cristalinul Carpaţilor [1]).

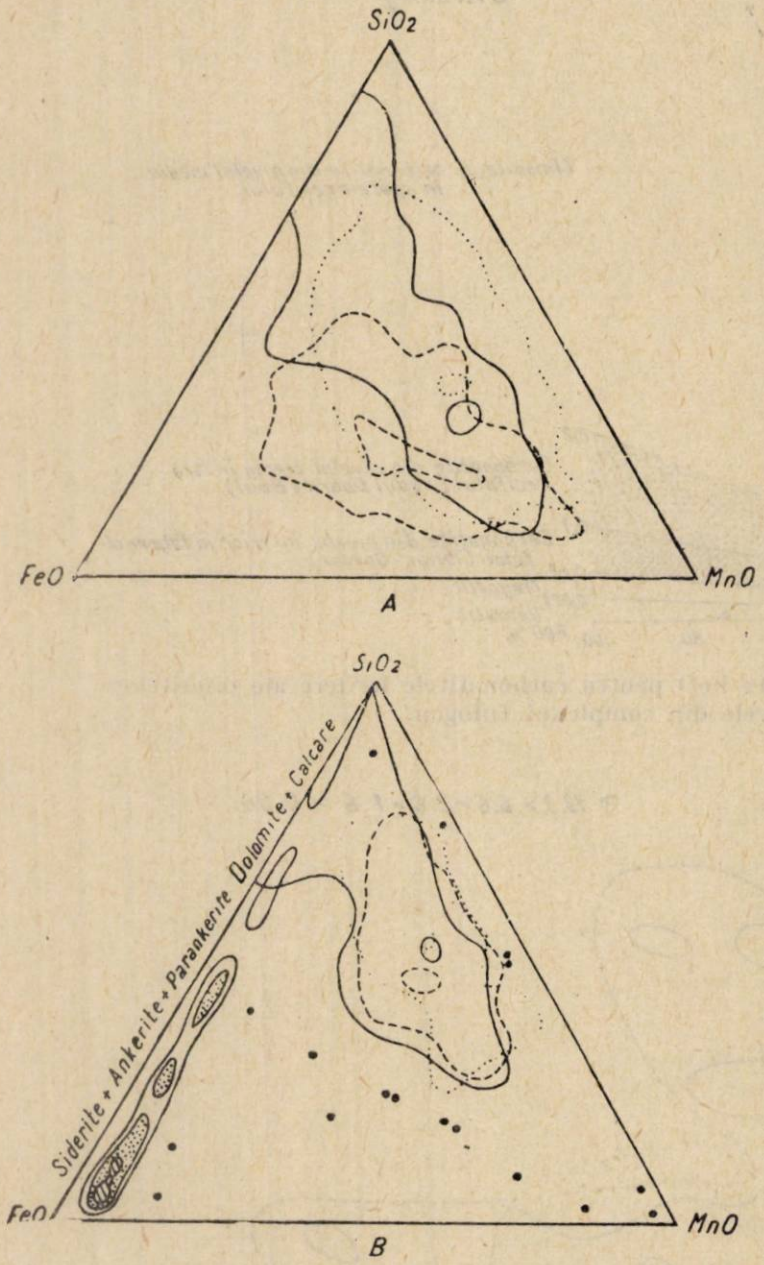


Fig. 30. — Diagramele SiO_2—FeO—MnO pentru Carpaţii Orientali (*A*) şi Carpaţii Meridionali (*B*) (după M. Savul şi V. Ianovici).

M. Savul şi V. Ianovici (11) atrag atenţia asupra diferenţierii chimice între zăcămintele de Fe şi Mn din Carpaţii Orientali şi Meridionali în privinţa raportului SiO_2 : FeO : MnO (fig. 30), ca o consecinţă a variaţiei condiţiilor mediului de sedimentare. În diagrama din figura 30, *B* a fost delimitat prin izolinii domeniul pentru zăcămintele de Fe din partea centrală a Masivului Poiana Ruscăi (din faţa recifului) şi reprezentate prin puncte valorile pentru zăcămintele din spatele barierei recifale. După cum se vede, acestea din urmă se suprapun peste domeniul Carpaţilor Orientali, indicînd în acest fel posibilitatea existenţei unor condiţii oarecum similare în timpul formării lor.

Amplasarea zăcămintelor sărace în Mn din cristalinul Carpaţilor Meridionali în figura 30, *B* confirmă ideea diferenţierii chimice între

[1]) I. Bercia şi colab., *Op. cit.*

zăcămintele de Fe—Mn din Carpații Meridionali și Orientali exprimată de M. Savul și V. Ianovici (11). Condițiile diferite ale mediului de sedimentare în cadrul Carpaților Meridionali au permis acumularea separată în zone diferite a Fe și Mn, pe cînd în Carpații Orientali cele două elemente au fost sedimentate simultan, similar situației din spatele barierei recifale a dolomitelor de Hunedoara și de Luncani.

În cazul aparținerii zăcămintelor de Fe și Mn la același nivel stratigrafic, se poate admite un aport oarecum omogen în mediul marin unde se produce diferențierea elementelor după condițiile mediului de sedimentare. Acestea din urmă sînt determinate în Masivul Poiana Ruscăi de depărtarea față de țărm și de poziția față de bariera recifală.

CONCLUZII

Analizînd repartizarea diferitelor elemente chimice în rocile constituente ale zăcămintelor de fier se constată încadrarea lor în două tipuri de repartiție caracteristică. SiO_2 și Al_2O_3 se caracterizează prin curbe de frecvență ce se apropie de cele normal clarkeice, arătînd o distribuție lognormală [1]), pentru care se obține o curbă simetrică prin înlocuirea concentrațiilor procentuale ale elementelor cu valorile lor logaritmice (1), (10). Fe, Mn și mai puțin Ca și Mg prezintă curbe de frecvență cu asimetria inversă celor normal clarkeice. În felul acesta se diferențiază elementele ce provin din cele două procese de sedimentare care concură în formarea zăcămintelor: sedimentarea gravitațională a materialului terigen și cea chimică din soluții. Asimetria inversă a curbelor de frecvență arată condiționarea reciprocă a elementelor celor două grupe genetice după jocul raportului dintre vitezele de sedimentare, distribuția lognormală revenind elementelor terigene (fig. 31).

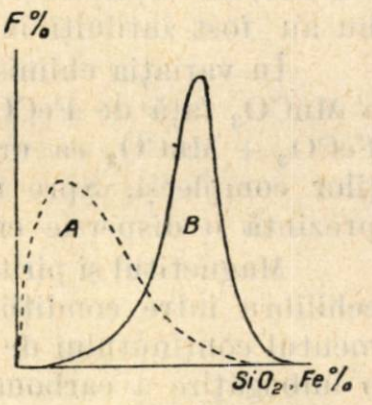


Fig. 31.— Condiționarea reciprocă între curbele de frecvență ale elementelor terigene (*A*) și ale celor de precipitare chimică (*B*) (SiO_2 și Fe din siderite).

În urma procesului de oxidare a carbonatitelor ferifere se constată, după cum este și normal, o creștere a conținutului în elemente ce formează combinații greu solubile (Si, Al, Fe, Mn) în urma eliminării CO_2 și spălării parțiale a Ca, Mg, de asemenea a S și P. Totodată se produce o levigare parțială și o slabă concentrare locală a Fe și Mn în special în limonitele rezultate din carbonatitele cu pirită, în urma formării acidului sulfuric în timpul procesului de alterare.

În ceea ce privește raporturile dintre diferitele elemente, se constată în primul rînd o variație inversă între cele care provin din sedimentarea terigenă și cele care provin din cea chimică, ca expresie a unui amestec

[1]) M. Savul și V. Ianovici au arătat pentru elementele cu concentrații clarkeice din unele roci sedimentare și metamorfozate ale Carpaților Orientali același tip de curbă, ce exprimă după L. H. Ahrens legea fundamentală a geochimiei.

în proporții variabile pentru care maximele diagramelor indică existența unor valori optime (fig. 31).

Raportul Fe : Mn crește o dată cu gradul de oxidare a mediului de sedimentare și diferențiază astfel rocile diferitelor faciesuri; pentru carbonatitele ferifere este cuprins între 10 și 20, pentru rocile magnetitice între 20 și 40, iar pentru cele hematitice peste 40.

Fosforul din carbonatite este legat de prezența fierului. Variația inversă a P față de raportul Fe : Mn din siderite ne permite să conchidem că sedimentul inițial a fost un mîl carbonatic rezultat în urma unui proces de sedimentare chimică și nu un gel de hidroxizi, în care puterea mai mare de adsorbție a hidroxidului de fier față de cel de mangan ar fi cauzat o variație inversă a raportului Fe : Mn decît cea întîlnită.

Chimismul carbonaților din carbonatitele ferifere ale zăcămintelor nu este influențat de variațiile capricioase ale amestecului cu materialul terigen cuarțos, însă este în mare delimitat de participarea globală a acestuia.

În unele cazuri, se constată o diferențiere chimică între corpurile sideritice ce se află intercalate la nivele diferite în lentilele dolomitice.

În privința compoziției carbonaților constituenți ai rocilor se constată o tranziție între dolomite, dolomite ferifere, parankerite și ankerite și lipsa unor termeni de tranziție spre siderite, care sînt reprezentate prin siderite, sideroplesite și manganosiderite. Termeni ai seriei ferodolomitelor nu au fost întîlniți în rocile ankeritice, cu excepția unor porfiroblaste.

În variația chimismului carbonaților, se constată o interdependență a $MnCO_3$ față de $FeCO_3$ și o corelare inversă perfectă a $MgCO_3$ față de $FeCO_3 + MnCO_3$ ca urmare a substituirii izomorfe în rețeaua carbonaților complecși. Spre termeni mai magnezieni această interdependență prezintă o dispersie crescîndă.

Magnetitul și pirita se formează în carbonatitele ferifere în urma unui echilibru între condițiile fizico-chimice ale mediului (Eh-pH) în detrimentul conținutului de $FeCO_3$ al carbonatului. În felul acesta se produce o îmbogățire a carbonatului în $MnCO_3$ proporțională cu cantitatea de magnetit și pirită din carbonatitele ferifere.

Raportul MnO : FeO diferențiază zăcămintele nivelului inferior tufogen (0,05—0,10) și ale nivelului mediu (0,10—0,20), de asemenea zăcămintele nivelului mediu din spatele recifului dolomitelor de Hunedoara (0,00—1,00).

Dacă admitem formarea zăcămintelor de fier și mangan din Carpați în același timp — deci sincronismul lor — asistăm în Carpații Meridionali, spre deosebire de Carpații Orientali, la o diferențiere chimică a Fe și Mn din timpul sedimentării, cauzată de variația condițiilor mediului de sedimentare, ca urmare a poziției diferite ocupate de zăcămintele cunoscute din cele două mari unități, în geosinclinalul inițial al șisturilor cristaline.

ХИМИЗМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА НА ВОСТОКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАССИВА ПОЯНА РУСКЭЙ

I. ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

РЕЗЮМЕ

Железорудные месторождения осадочно-метаморфического образования, приуроченные к эпизональным кристаллическим сланцам горного массива Пояна Руска, представлены в основном железистыми карбонатными породами (сидеритами, анкеритами), а также побочно встречаются скопления окислов (магнетиты, гематиты).

Поведение вариационных кривых отражает генетическую группировку составных элементов, а именно, элементы терригенного происхождения распределены лонгнормально и дают кривые, приближающиеся к нормальным кларковым значениям, а элементы химического осаждения группируются в обратном порядке, что обусловлено присутствием терригенных элементов.

Отношение **Fe : Mn** растет прямо пропорционально степени окисления среды и привело к дифференциации различных осадочных фаций (10—20 — в карбонатных породах, 20—40 — в породах с содержанием магнетита, > 40 — в породах с содержанием гематита). В месторождениях карбонатной фации это отношение **Fe : Mn** также изменяется в зависимости от приуроченности данного месторождения к нижнему (**MnO : FeO** = 0,05 — 0,10) или среднему туфогенному горизонту (**MnO : FeO** = 0,10 — 0,20).

Фосфор, входящий в состав карбонатитов, связан с железом. Содержание его колеблется в зависимости от величины отношения **Fe : Mn** и изменяется в обратном направлении, чем это можно было бы предположить в присутствии геля гидроокислов **Fe** и **Mn**, так как более высокая адсорбционная способность гидроокислов **Fe** должна была бы определить направление изменения его содержания. Отсюда можно заключить, что первичный осадок был представлен карбонатным илом.

В общих чертах состав карбонатов в железистых карбонатитах ограничен, по-видимому, присутствием терригенного материала, на который не влияют местные и изменчивые вариации смеси с этим последним.

Отмечается наличие целого ряда переходов от доломитов — параанкеритов к анкеритам и местами к ферродоломитовым членам, а также резкое отклонение к сидеритам, сидероплезитам и манганосидеритам. В изменениях химизма карбонатов наблюдается взаимосвязь между $MnCO_3$ и $FeCO_3$ и обратные отношения между $MgCO_3$ и $FeCO_3 + MnCO_3$, в результате изоморфного замещения в решетках комплексных карбонатов. В более магнезитовых членах взаимная связь между указанными элементами носит менее выраженный характер.

В железистых карбонатах магнетит и пирит преобладают над $FeCO_3$.

Допуская одновременное образование карпатских месторождений Fe и Mn, следует отметить, что в отличие от Восточных Карпат, химическая дифференциация Fe и Mn в Южных Карпатах протекала одновременно с отложением осадков, что объясняется различными условиями среды отложения в связи с различной позицией, занимаемой месторождениями в этих двух крупных структурных единицах геосинклинали кристаллических сланцев.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Вариационные кривые Fe, Mn, SiO_2 для сидеритов (559), анкеритов (116) и лимонитов (200).

Рис. 2. — Вариационные кривые FeO, MnO и SiO_2 для доломитов из месторождений.

Рис. 3. — Вариационные кривые Al_2O_3 для сидеритов.

Рис. 4. — Вариационные кривые MgO для сидеритов и доломитов.

Рис. 5. — Вариационные кривые CaO для сидеритов, анкеритов и доломитов.

Рис. 6. — Вариационные кривые S и P для сидеритов и лимонитов.

Рис. 7. — Диаграммы отношений Fe : SiO_2 и Mn : Si_2O для сидеритов (184), анкеритов (100) и лимонитов (120).

Рис. 8. — Отношение FeO : MnO для пород различных фаций из железорудных месторождений.

Рис. 9. — Диаграмма $\frac{Mn}{Fe}$: Fe для сидеритов (110), анкеритов (100), лимонитов (144).

Рис. 10. — Диаграмма $\frac{FeO}{MnO}$: SiO_2 для сидеритов (100 анализов).

Рис. 11. — Диаграммы FeO : MnO : SiO_2 для пород, развитых на площади железорудных месторождений.

Рис. 12. — Изменение содержания P_2O_5 в зависимости от содержания FeO в сидеритах (60 анализов).

Рис. 13. — Изменение содержания P_2O_5 в зависимости от отношения FeO : MnO в сидеритах (60 анализов).

Рис. 14. — Изменение содержания серы в зависимости от содержания P_2O_5 в сидеритах месторождений.

Рис. 15. — Геохимический профиль месторождения Телюк.

Рис. 16. — Геохимический профиль месторождения Гелар (горизонт V).

Рис. 17. — Геохимический профиль месторождения Вадул-Добрий.

Рис. 18. — Изменение состава железистых карбонатов в зависимости от содержания SiO_2 в породе.

Рис. 19. — Изменение отношения FeO : MnO в зависимости от содержания FeO + MnO в сидеритах.

Рис. 20. — Изменение содержания $MgCO_3$ и $CaCO_3$ в зависимости от содержания $FeCO_3$ + $MnCO_3$ в сидерите.

Рис. 21. — Изменение содержания $MgCO_3$ в зависимости от содержания $FeCO_3$ + $MnCO_3$ в доломитах и анкеритах.

Рис. 22. — Изменение отношения $FeCO_3$: $MnCO_3$ в зависимости от содержания $MgCO_3$.

Рис. 23. — Изменение содержания $MnCO_3$ в зависимости от содержания $CaCO_3$.

Рис. 24. — Диаграмма содержания $FeCO_3$ — $CaCO_3$ — $MgCO_3$ для карбонатов.

Рис. 25. — Диаграмма содержания $FeCO_3$ — $MnCO_3$ — $MgCO_3$ для сидеритов.

Рис. 26. — Отношение Fe : Mn в сидеритах месторождения Вадул Добрий.

Рис. 27. — Изменение содержания Fe_3O_4 и FeS_2 в зависимости от содержания $MnCO_3$ в карбонатах.

Рис. 28. — Отношение MnO : FeO для железистых карбонатитов туфогенного комплекса, залегающих на различных уровнях.

Рис. 29. — Отношение Mn : Fe в хунедоарских доломитах.

Рис. 30. — Диаграмма SiO_2 — FeO — MnO для Восточных (*A*) и Южных (*B*) Карпат (по М. Савул и В. Янковичу).

Рис. 31. — Взаимосвязь вариационных кривых терригенных элементов (*A*) и элементов химического осаждения (*B*). (SiO_2 и Fe в сидеритах).

CHIMISME DES GISEMENTS DE FER DE LA PARTIE ORIENTALE CENTRALE DU MASSIF DE POIANA RUSCĂI

I. ÉLÉMENTS PRINCIPAUX

RÉSUMÉ

Les gisements de fer métamorphiques dans les schistes cristallins épizonaux du massif de Poiana Ruscăi sont constitués essentiellement par des roches carbonatées ferrifères (sidérites, ankérites) et comprennent en outre des accumulations d'oxydes (magnétite, hématite).

L'aspect des courbes de fréquence montre un groupement génétique des éléments constituants. En effet, les éléments de nature terrigène présentent une distribution longue normale caractérisée par des courbes de formes similaires à celles normalement clarkéiques, tandis que les éléments de précipitation chimique présentent une distribution inverse conditionnée par la présence des éléments terrigènes.

Le rapport Fe :Mn croît en même temps que le degré d'oxydation du milieu et permet ainsi de différencier les roches des divers faciès initiaux de sédimentation (10—20 en carbonatites, 20—40 en roches à magnétite, > 40 en roches à hématite). Le rapport Fe : Mn permet aussi de différencier les gisements dans le faciès carbonaté du niveau inférieur tuffogène (MnO : FeO = 0,05—0,10) de ceux du niveau moyen tuffogène (MnO : FeO = 0,10—0,20).

Le phosphore des carbonatites est lié à la présence du fer. Puisque sa variation en fonction du rapport Fe : Mn a lieu de façon inverse à ce qu'on s'attendrait en présence d'un gel d'hydroxydes de Fe et Mn (où un pouvoir plus grand d'adsorption de l'hydroxyde de Fe aurait imprimé le sens de la variation), il est permis de conclure que le sédiment initial était représenté par une boue carbonatée.

Il semble que la composition des carbonates dans les carbonatites ferrifères soit limitée, dans ses grandes lignes, par la présence du matériel terrigène, bien qu'elle ne soit pas influencée par les variations capricieuses de leur mélange avec ce dernier.

On constate l'existence d'une série continue de variations depuis les dolomies-parankérites jusqu'aux ankérites et, quelquefois, jusqu'à des termes ferrodolomitiques, ainsi que d'un hiatus vers les sidérites, sidéroplésites et manganosidérites. Dans la variation du chimisme des carbonates, on remarque une interdépendance entre la $MnCO_3$ et le $FeCO_3$, ainsi qu'une parfaite corrélation inverse entre le $MgCO_3$ et le $FeCO_3 + MnCO_3$,

par suite de la substitution isomorphe dans le réseau des carbonates complexes. Au fur et à mesure que les termes deviennent plus magnésiens, cette interdépendance présente une dispersion croissante.

La magnétite et la pyrite apparaissent dans les carbonatites ferrifères au détriment du $FeCO_3$.

En admettant le synchronisme des gisements de Fe et de Mn dans les Carpates, nous assistons dans les Carpates Méridionales, contrairement à ce qui se passe dans les Carpates Orientales, à une différenciation chimique du Fe et du Mn durant la sedimentation, due à la variation des conditions du milieu de sédimentation, par suite des positions différentes que les gisements connus dans les deux grandes unités occupent dans le géosynclinal des schistes cristallins.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Courbes de fréquence du Fe, du Mn et du SiO_2 pour les sidérites (559), les ankérites (116) et les limonites (200).

Fig. 2. — Courbes de fréquence du FeO, du MnO et du SiO_2 pour les dolomies des gisements.

Fig. 3. — Courbes de fréquence du Al_2O_3 dans les sidérites.

Fig. 4. — Courbes de fréquence du MgO dans les sidérites et les dolomies.

Fig. 5. — Courbes de fréquences de CaO dans les sidérites, les ankérites et les dolomies.

Fig. 6. — Courbes de fréquence du S et du P dans les sidérites et les limonites.

Fig. 7. — Diagrammes Fe : SiO_2 et Mn : SiO_2 pour les sidérites (184), les ankérites (100) et les limonites (120).

Fig. 8. — Rapport FeO : MnO pour les roches des différents faicès des gissements de fer.

Fig. 9. — Diagramme $\frac{Mn}{Fe}$: Fe pour les sidérites (110), les ankérites (100), les limonites (144).

Fig. 10. — Diagramme $\frac{FeO}{MnO}$: SiO_2 pour les sidérites (100 analyses).

Fig. 11. — Diagramme FeO : MnO : SiO_2 pour les roches des gisements de fer.

Fig. 12. — Variation du P_2O_5 par rapport à FeO dans les sidérites (60 analyses).

Fig. 13. — Variation de P_2O_5 par rapport à FeO : MnO dans les sidérites (60 analyses).

Fig. 14. — Variation du soufre par rapport au P_2O_5 dans les sidérites.

Fig. 15. — Profil géochimique du gisement de Teliuc.

Fig. 16. — Profil géochimique du gisement de Ghelar (horizon V).

Fig. 17. — Profil géochimique du gisement de Vadul-Dobrii.

Fig. 18. — Variation de la composition des carbonates ferifères en fonction de la teneur en SiO_2 de la roche.

Fig. 19. — Variation de FeO : MnO par rapport à FeO + MnO dans les sidérites.

Fig. 20. — Variation de $MgCO_3$ et de $CaCO_3$ par rapport à $FeCO_3 + MnCO_3$ dans les sidérites.

Fig. 21. — Variation de $MgCO_3$ par rapport à $FeCO_3 + MnCO_3$ dans les dolomies et les ankérites.

Fig. 22. — Variaton de $FeCO_3$: $MnCO_3$ par rapport à $MgCO_3$.

Fig. 23. — Variation de $MnCO_3$ par rapport à $CaCO_3$.

Fig. 24. — Diagramme $FeCO_3 - CaCO_3 - MgCO_3$ pour les carbonates.

Fig. 25. — Diagramme $FeCO_3 - MnCO_3 - MgCO_3$ pour les sidérites.

Fig. 26. — Rapport Fe : Mn dans les sidérites de Vadul-Dobrii.

Fig. 27. — Variation du Fe_3O_4 et FeS_2 par rapport à $MnCO_3$ dans la composition du carbonate.

Fig. 28. — Rapport MnO : FeO pour les carbonatites ferrifères dans les différents niveaux du complexe tuffogène.

Fig. 29. — Rapport Mn : Fe dans les dolomies de Hunedoara.

Fig. 30. — Diagrammes SiO_2—FeO—MnO pour les Carpates Orientales (*A*) et pour les Carpates Méridionales (*B*), selon M. Savul et V. Ianovici.

Fig. 31. — Conditionnement réciproque entre les courbes de fréquences des éléments terrigènes (A) et des éléments de précipitation chimique (B), (SiO_2 et Fe dans les sidérites).

BIBLIOGRAFIE

1. AHRENS L. H., *The Longnormal Distribution of the Elements*; (*I*) *A fundamental Law of Geochemistry*, Geochim. et Cosmoch. Acta, 1954, *5*, 49—73.
2. БЕТЕХТИН А. Г., *О генетических типах марганцевых месторождений*, Ан СССР, Серия геологическая, 1944, *4*.
3. JAMES L. H., *Sedimentary facies of iron formation*, Econ. Geol., 1954, **49**, *8*, 235—293.
4. KING H. N., *The environmental control of sedimentary iron minerals*, Econ. Geol., 1958, **58**, *2*, 123—140.
5. KRUMBEIN W. C. a. GARRLS R. M., *Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials*, J. of Geol., 1952, **60**, 1—33.
6. LAȚIU V., *Contribuțiuni la studiul microgenetic al minereurilor de fier de la Ghelar*, An. Inst. geol. Rom., 1928, **XIII**, 27—48.
7. PAPP K., *Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches*, Budapesta, 1919, partea I, 414—453.
8. RANKAMA K. a. SAHAMA TH. G., *Geochemistry*, Univ. of Chicago Press, 1952.
9. SAUKOV A. A., *Geochimie*, Ed. tehnică, București, 1954.
10. SAVUL M. și IANOVICI V., *Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Seria geologie-geografie, 1957, **II**, *1*, 117—169.
11. — *Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.P.R.*, Stud. și cercet. geol., 1958, **III**, *1—2*, 7—59.
12. — *Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara*, Stud. și cercet. geol., 1959, **IV**, *1*, 59—84.
13. SCHAFARZIK F., *Gyalar környékének földt. viszonyai*, A.M.K. Földt. évijelentése, 1908, Budapesta, 1910, 58—66.
14. СТРАХОВ Н. М., *Железорудные фации и их аналогия в истории земли*, Тр. Инст. Геолог. Наук, Ан СССР, 1947, Геол. серия, **73**, *22*.
15. WINCHELL A. N., *Elements of Optical Mineralogy*, New York, 1956, partea a II-a.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PETROGRAFIC AL ROCILOR ERUPTIVE DIN MUNȚII GURGHIULUI DE NORD

DE

I. TREIBER

Comunicare prezentată de M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 10 noiembrie 1961

În studiul de față dăm cîteva date petrografice asupra rocilor eruptive din Munții Gurghiului de nord, încercînd pe baza lor reconstituirea fazelor de revărsare ale acestor roci.

Date bibliografice referitoare la această regiune sînt foarte puține. În afară de F. Herbich (2) și A. Koch (3), care au dat o descriere generală a întregului lanț vulcanic, G. Macovei și I. Atanasiu (4) au făcut unele considerații generale. Mai tîrziu, J. Szádeczky (6) și Z. Szentpétery (7) au publicat cîteva constatări generale asupra petrografiei rocilor din acest masiv, iar Z. Török[1]) (8), (9), în lucrările sale, tratează numai flancurile de est și de vest ale Munților Gurghiului de nord. Lucrarea lui I. Grigore (1) dă date petrografice prețioase asupra Munților Gurghiului de sud, însă fără a se ocupa de regiunea nordică a acestor munți.

DATE ASUPRA STRUCTURII GEOLOGICE A MUNȚILOR GURGHIULUI DE NORD

Masivul Gurghiului de nord se întinde între văile Mureșului și Gurghiului și formează o unitate vulcanologică spre nord cu Masivul Călimani și spre sud cu Masivul Gurghiului de sud. În alcătuirea acestui masiv iau

[1]) Z. Török, *Zone de mineralizări în Căldarea Fîncelului. Munții Gurghiului*, Arh. Com. geol., 1954.

parte : I. *Şisturile cristaline*. II. *Formaţiunile sedimentare*. III. *Formaţiunea intruzivă* (subvulcanică?, intruziuni filoniene). IV. *Formaţiunea efuzivă*. V. *Sedimentele tufoide postefuzive* (fig. 1).

I. **Şisturile cristaline.** Pe flancul de est al Masivului Gurghiului de nord şisturile cristaline formează postamentul materialului eruptiv. Ele sînt formate din şisturi cloritice şi sericitice acoperite în cea mai mare parte de brecii vulcanice, alcătuind — în malul stîng al Mureşului — un pinten lat de 100 m. Un alt punct care indică apropierea postamentului cristalin este peticul de calcar de la Toplița.

II. **Formaţiunile sedimentare.** În nordul masivului eruptiv la Stînceni, se găsesc cîteva petice de sedimente străbătute de dykeuri andezitice. Aceste sedimente sînt puţin metamorfozate şi sînt reprezentate prin marne, gresii şi conglomerate friabile care conţin cuarţite, filite şi şisturi micacee. În aceste sedimente nu s-au găsit fosile, aşa că asupra vîrstei lor nu ne putem pronunţa decît luînd ca bază asemănarea petrografică cu alte sedimente aflate în aceeaşi situaţie în Călimani (la Deşelătura şi Tăuleţi), (12).

Pe flancul vestic al regiunii, substratul este alcătuit din depozite pliocene, şi anume : din nisipuri şi argile panoniene. Stratele acestui depozit au o înclinare peste tot spre est şi se afundă sub materialul piroclastic. Ele se observă bine şi în locuri situate mai adînc în regiunea eruptivă, ca de exemplu sub Piatra Roşie şi în valea Isticeu din împrejurimea comunei Ibăneşti.

III. **Formaţiunea intruzivă.** Existenţa formaţiunii intruzive subvulcanice din Munţii Gurghiului este problematică. În cercetări anterioare — atît în căldarea Fîncel — Bătrîna, cît şi în sectorul celor trei Jirci — acele roci eruptive masive cu poziţia cea mai adîncă, care prezintă aspecte petrografice asemănătoare cu rocile subvulcanice din Masivul Călimani, le-am încadrat în această formaţiune [1]).

Căldarea Fîncel — Bătrîna ocupă partea centrală a Munţilor Gurghiului de nord, avînd o întindere de 11—12 km pe direcţia est-vest şi de 4—5 km pe direcţia nord-sud. Această căldare mare cuprinde 3 căldări mai mici : 1) a Fîncelului, 2) a Lăpuşnei şi 3) a văii Eszenyövizei. Cele trei căldări mici sînt despărţite unele de altele prin două creste mai proeminente.

Căldarea Fîncel—Bătrîna prezintă o escavaţie cu o suprafaţă de circa 50 km² şi o denivelare de circa 500 m. Rocile eruptive masive, cu o poziţie mai adîncă în căldare, ocupă o suprafaţă aproape de 20 km². În fundul acestei căldări se găsesc deci acele roci masive, care prezintă aspecte asemănătoare cu rocile subvulcanice din Masivul Călimani. Mantaua sedimentară metamorfozată însă, atît de caracteristică pentru formaţiunea intruzivă din Călimani, aici lipseşte (s-ar putea presupune că această manta după formarea intruziunii, pînă la faciesul eruptiv al Gurghiului de nord, să fi fost erodată complet ; negăsind însă nici o urmă din acest sediment, această părere nu este verosimilă).

[1]) I. Treiber, *Prospecţiuni detaliate în Munţii Gurghiului de nord, pentru minereuri complexe*, Arh. Com. geol., 1956.

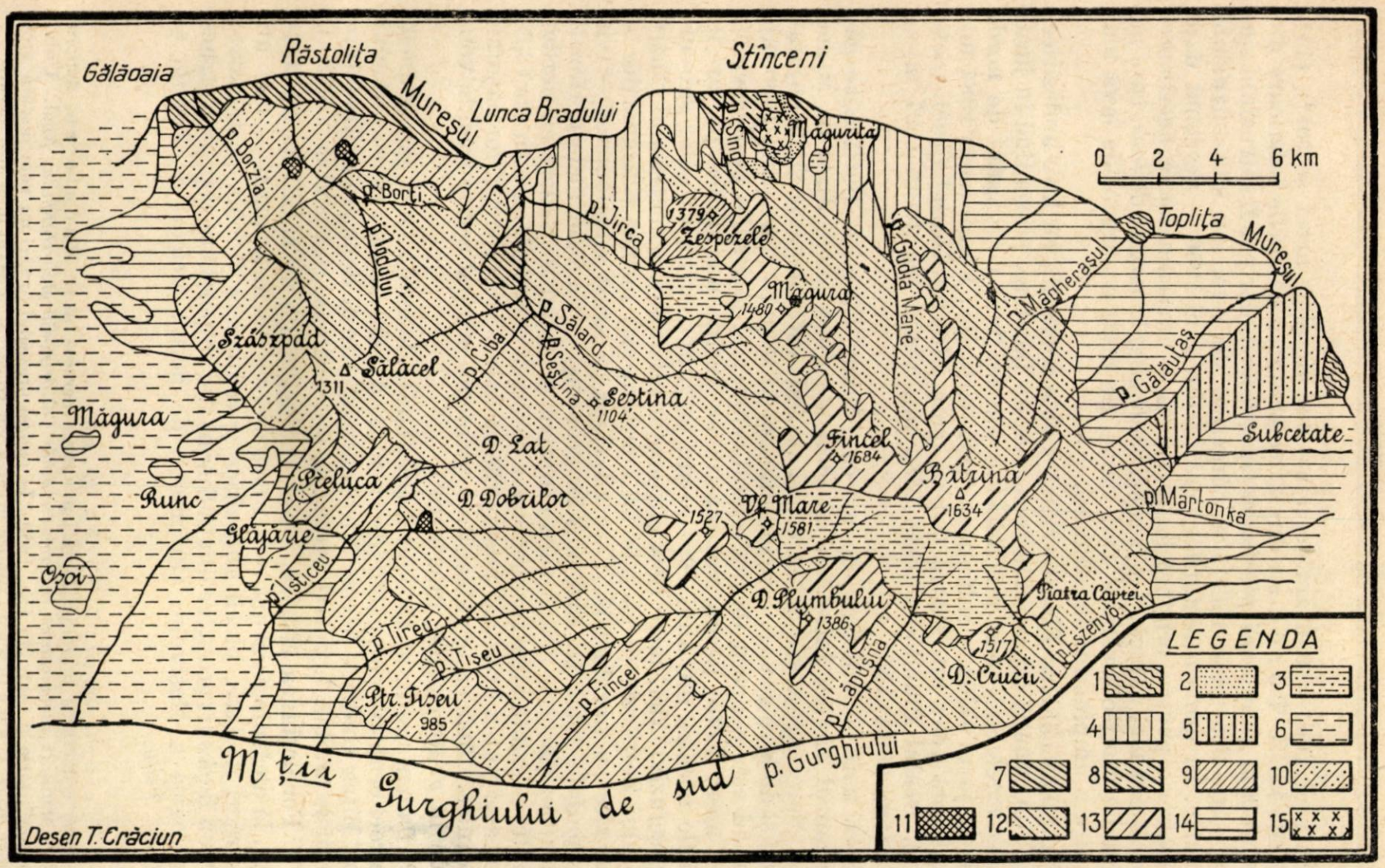


Fig. 1.—Schiță geologică a Munților Gurghiului de nord.

1, Postamentul cristalin dezvelit; *2*, depozite oligocene, respectiv miocene; *3*, grupa rocilor inferioare; *4*, faciesul de Topliţa (brecii şi tufuri); *5*, faciesul de Topliţa acoperit cu sedimente tufoide postefuzive; *6*, depozite panoniene; *7*, faciesul de Tihu; *8*, subfaciesul de Zebrac; *9*, faciesul de Zespezele; *10*, faciesul de Sălăcel; *11*, roci masive (andezite) din faciesul de Sălăcel; *12*, piroclastitele faciesului de Bătrîna; *13*, grupa rocilor superioare; *14*, sedimentele tufoide postefuzive; *15*, centrul eruptiv Măguriţa.

În anii 1954—1956 am cercetat mai detaliat acest sector[1]) (11). Cercetările lui Z. T ö r ö k au dus la constatarea că rocile inferioare din căldare *nu sînt intruziuni preefuzive* (*subvulcani*), dar pot fi intruziuni sinefuzive, care alcătuiesc rădăcina curgerilor de lave, sau sînt intruziuni postefuzive. În urma cercetărilor noastre din anul 1956 — negăsind date convingătoare pentru originea lor intruzivă — am semnalat că, aceste roci cu poziția cea mai adîncă, *pot fi considerate simple curgeri de lave*, care au provenit fie dintr-o revărsare mai veche, fie dintr-o curgere de lavă mai nouă, care a umplut fundul căldării.

Marginea căldării Fîncel—Bătrîna este acoperită cu lave andezitice, în formă de cunună (aparținînd faciesului de Bătrîna), prezentînd în jurul căldării crestele cele mai proeminente din Masivul Gurghiului de nord. Crestele în jurul căldării culminează prin vîrfurile : Fîncel (cota 1684 m), Bătrîna (cota 1634 m), Piatra Caprei (cota 1483 m), Dealul Crucii (cota 1517 m), Dealul Plumbului (cota 1386 m), Vîrful Mic (cota 1527 m) și Vîrful Mare (cota 1581 m).

Spre nord— nord-vest de marea căldare Fîncel — Bătrîna se găsește sectorul Jircilor întretăiat de pîraiele : Jirca Mică, Jirca de Mijloc și Jirca Mare. Acest sector, la est și la sud, este acoperit și înconjurat de brecii și de lave groase, care culminează în Măgura Mare (cota 1480 m), iar la nord este acoperit de materialul eruptiv al faciesului de Zespezele.

În acest sector găsim roci masive cu poziție mai adîncă, pe care în cercetările noastre din anul 1954 le-am presupus cu un caracter subvulcanic preefuziv. Aici, între roca cu poziție inferioară și materialul efuziv al Dealului Zespezele se găsește un conglomerat, format din cuarțite și din andezite cu hornblendă. Este adevărat că acest conglomerat — ivit pe o suprafață mică (și mai ales în grohotiș) — nu este metamorfozat, însă prin poziția ce o ocupă roca eruptivă și avînd în vedere că nordul Gurghiului prezintă structuri geologice oarecum asemănătoare cu ale Călimanilor, s-ar putea eventual presupune că aceste roci aparțin formațiunii subvulcanice. Pînă ce se va clarifica problema privind aceste roci, le vom cuprinde în grupa rocilor inferioare[2]).

Pe flancul nordic al Masivului Gurghiului de nord se mai găsesc unele iviri de roci eruptive compacte (de exemplu dykeul de la Stînceni, Dealul Zbanchi, Bîtca Gudiei). Aceste iviri sînt acoperite de depozite sedimentare și de primele produse eruptive provenite din Călimani (faciesul de Toplița).

IV. **Formațiunea efuzivă.** Masivul Gurghiului de nord este un stratovulcan, la alcătuirea căruia — în afară de cele sus-menționate — mai iau parte curgeri de lave, brecii andezitice și sedimente tufoide postefuzive.

Două faciesuri eruptive din Călimani sînt importante și pentru structura geologică a Masivului Gurghiului de nord : *faciesul de Toplița* și *faciesul de Tihu*.

---

[1]) I. T r e i b e r, *op. cit.*, Z. T ö r ö k, *op. cit.*

[2]) După redactarea prezentei lucrări a apărut lucrarea lui D. R ă d u l e s c u, *Asupra existenței formațiunii subvulcanice în lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", seria șt. nat., an IX, 1960. În cadrul prezentei lucrări nu vom discuta problemele puse de D. R ă d u l e s c u, fiindcă acestea vor constitui obiectul unei alte lucrări.

Faciesul de Toplița. Partea de nord-est a Masivului Gurghiului de nord pe o fîșie mai lată este acoperită de produsele celor mai vechi erupții andezitice ale faciesului de Toplița. Acest facies este alcătuit din brecii și tufuri andezitice cu hornblendă, de culoare deschisă, și din tufite și aglomerate de aceeași culoare sau chiar albe. Între breciile și tufurile andezitice cu hornblendă se intercalează strate de brecii bazaltice și curgeri mai mari sau mai mici de lave andezitice și bazaltice. Întregul complex este străbătut de masive eruptive mai mici. În Munții Gurghiului de nord acest facies este reprezentat numai prin brecii și tufuri andezitice; intercalațiile de lavă și masivele mici eruptive lipsesc, în afară de ivirea de andezit din valea Gudia Mică, a cărei situație geologică este încă neclară.

Faciesul de Tihu. Ocupă o fîșie îngustă de-a lungul Mureșului, fiind format în general din brecii și din curgeri de lave (andezite cu priroxeni). În Munții Gurghiului de nord numai capătul unei curgeri de lavă se întinde și la sud de Mureș, și anume, cel de la gura văii Sălardului. La Zebrac se mai găsește un facies asemănător celui de Tihu, care se caracterizează însă prin bogăția hiperstenului (*subfaciesul de Zebrac*). Acest subfacies, care ocupă sectorul din împrejurimile comunei Neagra, este încadrat de Z. T ö r ö k la faciesul de Tihu.

Faciesurile eruptive din Gurghiul de nord sînt:

Faciesul de Zespezele. Din punct de vedere petrografic Dealul Zespezele este alcătuit din brecii de andezit cu piroxeni, foarte scoriacee, în materialul cărora se constată o mare variație de culori. În succesiunea faciesurilor eruptive s-a putut constata că andezitele și produsele piroclastice ale acestui facies se suprapun stratului conglomeratic, respectiv se așază pe deasupra formațiunii subvulcanice presupuse, din sectorul Jirca. În partea de est, acest facies este acoperit de faciesul de Bătrîna. Prin urmare, îl putem considera ca aparținînd primelor faze efuzive din Gurghiul de nord.

Faciesul de Sălăcel. Este primul facies mai important din regiunea Munților Gurghiului de nord. El ocupă partea de vest a regiunii, ieșind la suprafață de sub breciile faciesului de Bătrîna, atît la marginile de nord, cît și la cele de vest și de sud. Pe marginea de nord, de-a lungul Mureșului, breciile acestui facies se suprapun breciilor de Tihu, ceea ce se poate observa la Găloaia (lîngă calea ferată), unde deasupra breciilor de Tihu urmează tufite fine cu impresiuni de plante (mai ales *Carex*). Deasupra acestora urmează tufuri, care trec spre partea superioară în brecii de tip Sălăcel. La bordura de vest și la cea de sud, acest facies se suprapune direct depozitelor panoniene, alcătuind dealuri proeminente ca, Szászpad, Preluca, Piatra Roșie, Piatra Tisei. Rocile de Sălăcel prezintă foarte mari varietăți. Macroscopic se caracterizează, în general, prin cimentul abundent de culoare deschisă, destul de compact, dînd rocii o duritate relativ mare. De obicei, materialul clastic este reprezentat prin brecii andezitice cu piroxeni. Andezite masive nu s-au găsit decît în valea Borzia, un andezit cu piroxeni, scoriaceu (probabil o curgere de lavă), și pe plaiul Borzii, un andezit asemănător, a cărui poziție încă este neclarificată. J. S z á d e c z k y și Z. T ö r ö k au considerat ca centru de erupție al materialelor din acest facies — Dealul Sălăcel.

Faciesul de Bătrîna. Acesta este cel mai important facies; el predomină în toată regiunea. Părţile centrale sînt ocupate de andezite masive, care prezintă curgeri de lave provenite — după cum vom vedea — din mai multe faze de revărsare. Intercalate şi la periferia acestor roci eruptive masive se găsesc brecii şi tufuri andezitice de acelaşi tip, dintre care o parte acoperă toate celelalte faciesuri.

Fig. 2. — Valea Magheraşului.
1, Brecii andezitice; *2*, rămăşiţa sedimentului detritic în formă de coloană.

Aspectul macroscopic al andezitelor compacte este destul de uniform, totuşi la microscop s-au putut distinge mai multe tipuri de roci. În părţile periferice ale faciesului de Bătrîna, între masivele de brecii, sînt mai multe iviri izolate de andezite cu piroxeni, a căror poziţie nu este cu totul clarificată. Astfel în valea Rogozei şi pe Dealul Curmăturii apar andezite cu piroxeni, care par a fi intercalate la baza breciilor sau care alcătuiesc chiar baza lor.

Ca un tip separat de andezit cu puţin hipersten trebuie considerată ivirea de pe creasta dintre pîraiele Sing şi Neagra şi ivirea din valea Gudiei Mici la gura pîrîului Măgura de Sus, care are forma tipică a unui filon.

În valea Isticeu Mare se găseşte o ivire de andezit bazaltic cu olivină, avînd aspectul unui dyke.

Andezitul piroxenic de la Dealul Măguriţa, găsindu-se pe o mică linie de dislocaţie, pe care o marchează cele două izvoare de ape minerale (borviz) de la marginea sudică a dykeului de la Stînceni ar putea fi considerat drept un mic centru de erupţie izolat.

O problemă importantă şi din punct de vedere geomorfologic prezintă regiunea vestică. Începînd cu Dealul Lat şi dealurile dinspre sud de acesta, regiunea ia aspectul unui mare platou, tăiat de văi adînci. Acest platou a fost considerat de J. Szádeczky, ca un scut de lavă. Neputînd însă stabili pînă acum prezenţa andezitelor masive decît în două locuri (valea Răgoaza şi Dealul Curmăturii), nu putem confirma această părere.

V. **Sedimentele tufoide postefuzive.** În urma acţiunilor apelor curgătoare care au erodat masele eruptive, în multe locuri, din materialul eruptiv s-au format aglomerate detritice. Aceste sedimente sînt alcătuite din aglomerate şi din tufite fine, şi le găsim în următoarele locuri: de-a lungul Mureşului, mai ales în împrejurimea satului Lunca-Bradului, unde ating o grosime considerabilă. Sectorul Depresiunii Topliţei, de asemenea este alcătuit din materialul eruptiv remaniat, care umple bazinul pliocenic al Topliţei. În multe locuri materialul remaniat fiind însă erodat, formează petice mici şi coloane bizare pe deasupra breciilor vulcanice (fig. 2).

Pe bordura de vest materialele detritice prezintă grosimi considerabile și uneori sînt dispuse în insule izolate, cum sînt de exemplu Dealurile Runc, Osoi etc. Ele constau din aglomerate grosiere, nestratificate, cu caracter torențial, fără intercalații de nisipuri sau tufite.

DATE PETROGRAFICE ȘI GEOLOGICE

După cum reiese din aceste date sumare asupra structurii geologice a Masivului Gurghiului de nord, rocile eruptive masive se găsesc mai bine reprezentate în două locuri : în căldarea și în jurul căldării Fîncel—Bătrîna și în sectorul celor trei Jirci (fig. 4).

După poziția ce o ocupă, le putem împărți în două grupe :

I. Grupa rocilor inferioare : *a*) din căldarea Fîncel—Bătrîna ;
b) din sectorul Jirca.

II. Grupa rocilor superioare : *a*) din jurul căldării Fîncel—Bătrîna ;
b) din sectorul Jirca.

Rocile inferioare (grupa I), pe baza structurii și după conținutul elementelor fero-magneziene observate la microscop, se împart în următoarele tipuri :

1. Dioritporfirite cu hornblendă.
2. Andezite cu hornblendă.
3. Andezite cu piroxeni.
4. Andezite mixte : *a*) andezite cu piroxeni și cu hornblendă ;
b) andezite cu hornblendă și cu piroxeni.

Rocile superioare (grupa II) reprezintă andezite mixte (în afară de roca de la Poiana Paltinului) ; după conținutul procentual al elementelor fero-magneziene acestea se împart în următoarele tipuri :

Rocile din jurul căldării : *a*) tipul Fîncel, andezit cu piroxeni (30%) și cu hornblendă (10%) ;
b) tipul Buneasa, andezit cu hornblendă (20%) și cu piroxeni (10%) ;
c) tipul Piatra Caprei, andezit cu hornblendă (20%) și cu piroxeni (20%)

Rocile din sectorul Jirca : *a*) andezit cu piroxeni și cu hornblendă (Măgura Mare) ;
b) andezit cu hornblendă și cu piroxeni (Creasta Strungii) ;
c) andezit cu piroxeni (Poiana Paltinului).

I.a. Grupa rocilor inferioare din căldarea Fîncel—Bătrîna

Dioritporfirit cu hornblendă (Piciorul Smidii). Conținutul procentual al mineralelor componente : pastă 45%, feldspat 35%, hornblendă 15%, pirită și magnetit 5%.

Andezite cu hornblendă (în valea Fîncelului și în valea Lăpușnei, de unde printr-o fîșie mai lată se prelungește și în valea Eszenyövizei). Roca

este compactă, numai la Lăpuşna în jurul cotei 970 m este desprinsă în lespezi. Conţinutul procentual al mineralelor componente : pastă 50%, feldspat 35%, hornblendă 15%.

Din rocile andezitice cu hornblendă fac parte şi filoanele din valea Lăpuşnei. Conţinutul procentual al mineralelor componente : pastă 60%, feldspat 30%, hornblendă alterată 10%.

Andezite cu piroxeni (Poiana Gropşoara, prelungindu-se de aici sub forma unei fîşii spre est, sub lava andezitică de tip Fîncel). Conţinutul procentual al mineralelor componente : pastă 55%, feldspat 30%, piroxeni 15%.

Andezite mixte (Creasta dintre văile Fîncel şi Lăpuşna, de unde se continuă spre est prin Piciorul Bătrînii, pînă la Eszenyövizei). Ele se împart în două tipuri : andezite cu piroxeni şi cu hornblendă şi andezite cu hornblendă şi cu piroxeni (numai la Piciorul Bătrînii). Conţinutul procentual al mineralelor componente : pastă 40—60%, feldspat 15—30%, piroxeni 15—30%, hornblendă 5—10% (procentul mineralelor componente este destul de variabil ; numai la andezitul de la Piciorul Batrînii procentul hornblendelor întrece procentul piroxenilor).

I.b. Grupa rocilor inferioare din sectorul Jirca

Andezite cu hornblendă (la confluenţa celor trei Jirci). Sînt roci alterate. La izvorul pîrîului Jirca Mică, mai apare un andezit cu amfibol cu aspect filonian. Conţinutul procentual al mineralelor componente : pastă 35%, feldspat 45%, hornblendă 20%.

Andezite mixte (ocupă sectorul dintre Jirca Mică şi Jirca Mare). Sînt roci cu minerale feromagneziene (piroxeni, hornblendă) alterate. Conţinutul procentual al mineralelor componente : pastă 30%, feldspat 50%, minerale feromagneziene 20%.

II.a. Grupa rocilor superioare din jurul căldării Fîncel—Bătrîna

Tipul Fîncel, andezit cu piroxeni (30%) şi cu hornblendă (10%). (Înconjură în formă de semicerc crestele mai proeminente nord-vestice, vestice şi sud-vestice ale căldării, culminînd prin vîrfurile Fîncel, Vîrful Mare şi Vîrful Mic, precum şi Dealul Plumbului). Conţinutul procentual al mineralelor componente : pastă 30—35%, feldspat 25—30%, augit 20%, hipersten 10% ,hornblendă 10%.

Tipul Buneasa, andezit cu hornblendă (20%) şi cu piroxeni (10%). (La marginea estică a căldării Fîncel—Bătrîna, formînd sub Dealul Piatra Caprei în valea Eszenyövizei o unitate conexă, de la Buneasa pînă la Dealul Crucii). La Buneasa prezintă o linie netă de despărţire faţă de andezitul grupei inferioare (fig. 3). Conţinutul procentual al mineralelor componente : pasta 40%, feldspat 30%, hornblendă 20%, piroxeni 10%.

Tipul Piatra Caprei, andezit cu hornblendă (20%) și cu piroxeni (20%). (Piatra Caprei). Această lavă prezintă două aspecte deosebite. Partea inferioară este mai compactă și de culoare cenușie închis, iar cea superioară are culoare cenușie deschis și este desprinsă în lespezi. Conținutul procentual al mineralelor componente : pastă 30%, feldspat 30%, hornblendă 20%, piroxeni 20%.

Fig. 3. — Raportul între lava inferioară (*a*) și superioară (*b*) la Buneasa.

II.b. **Grupa rocilor superioare din sectorul Jirca**

Andezite cu piroxeni și cu hornblendă (Măgura Mare și Creasta Paltinului). Conținutul procentual al mineralelor componente : pastă 35%, feldspat 30%, augit 20%, hipersten 10%, hornblendă 5%.

Andezite cu hornblendă (alterată) *și cu piroxeni* (Creasta Strungii, Poiana Măgurii). Conținutul procentual al mineralelor componente : pastă 40%, feldspat 30 %, hornblendă 20%, piroxeni 10 %.

Andezite cu piroxeni (Poiana Paltinului). Conținutul procentual al mineralelor componente : pastă 45 %, feldspat 30 %, piroxeni 30%.

Cercetarea microscopică a rocilor masive din Munții Gurghiului de nord ne-a pus următoarele probleme : 1. Ce relație există între diferite petice de roci studiate? 2. Cum s-ar putea lega două sau mai multe petice de lavă cu procentaje diferite de elemente fero-magneziene? (aparținînd însă aceleiași faze de revărsare). 3. Cum s-ar putea separa două roci ce apar în mai multe petice de lavă cu același procent de elemente fero-magneziene? (aparținînd însă la diferite faze de revărsare, avînd însă fiecare aceeași structură).

Aceste probleme sînt primordiale mai ales în cazul unui lanț vulcanic, unde învălmășeala rocilor andezitice ale diferitelor curgeri de lavă și ale intruziunilor sînt puternic întrețesute astfel, încît, în multe cazuri, ele constituie probleme aproape nerezolvabile. Pe teren, de asemenea, cercetătorul are de întîmpinat multe greutăți mai ales atunci cînd terenul este acoperit. Astfel, este greu de recunoscut, dacă avem de-a face de pildă cu o rocă filoniană sau numai cu un afloriment cu aspect filonian.

Din studiul microscopic rezultă că rocile eruptive masive din Munții Gurghiului de nord prezintă structuri ce variază de la pilotaxitice pînă la hialine. Această variație de structuri însă nu reprezintă un criteriu potrivit pentru separarea rocilor studiate, deoarece ele pot varia și în cuprinsul aceluiași tip de lavă.

Procentul componenților fero-magnezieni de asemenea nu oferă posibilități sigure de separare a diferitelor tipuri de roci, deoarece și pro-

centul elementelor fero-magneziene variază în cuprinsul aceleiași curgeri de lave. S-a impus deci necesitatea găsirii unei metode cu ajutorul căreia să se poată separa diversele tipuri de roci, în ciuda tuturor greutăților care ne-au stat în cale.

Pe lîngă alte studii microscopice, am efectuat și determinarea feldspaților cu *măsuța universală Feodorov*. Tabelele nr. 1 și 2 redau atît legile de maclă și frecvența acestor legi exprimată în procente, cît și compoziția chimică a feldspaților din diversele tipuri de roci.

După cum reiese din aceste tabele conținutul în An al plagioclazilor variază nu numai la tipurile de roci diferite, ci și în cuprinsul aceluiași tip, păstrîndu-se însă la toate tipurile caracterul mai bazic.

Cu ocazia cercetărilor microscopice am observat că, în eșantioanele provenite din același tip de andezit — chiar dacă ele au fost colectate din puncte destul de îndepărtate — frecvența legilor de maclă rămîne aproape constantă pentru acel tip de rocă, iar media conținutului în An variază în limite nu prea largi. Astfel, de exemplu, andezitele din văile Jirca Mică și Jirca de Mijloc (distanță de 2 km), cele de la Buneasa, Bătrîna și Eszenyövizei cota 1303 m (distanță de 2—3 km), precum și acelea de la vîrful Măgura Mare și Poiana Măgurii (distanță de 1—1,5 km) prezintă fiecare aparte feldspați cu același procent de frecvență a legilor de maclă și conținut în An, ce nu variază între limite prea largi. Avem cazuri cînd rezultatele analizelor cristalografice ale feldspaților proveniți din două petice de lavă, coincid exact (de exemplu Vîrful Mare și Vîrful Mic sau Dealul Crucii și Esztena—Dealul Crucii).

Constatînd aceste regularități, am elaborat o metodă pentru stabilirea identității andezitelor, *metodă bazată pe frecvența legilor de maclă la plagioclazi*, în raport cu media procentuală a conținutului în An. În acest scop am determinat aproximativ 20—25 de cristale de feldspat, provenite din 2 sau 3 secțiuni ale aceluiași tip de rocă. La determinarea frecvenței legilor de maclă am întrebuințat indivizi de feldspați de dimensiuni mai mari (de la 0,5 mm în sus), care au cristalizat în adîncime, încă înainte de efuziune.

Este adevărat că frecvența legilor de maclă reprezintă o valoare aproximativă, deoarece la măsuța universală se pot determina numai cristale nealterate, precum și acelea care dispun de datele cristalografice corespunzătoare. Totuși, analizînd rocile nealterate, se poate ajunge la rezultate satisfăcătoare.

Evident că această metodă reprezintă numai o primă încercare (cu caracter orientativ) și dispune de o valabilitate definitivă numai atunci cînd ne vor sta la dispoziție mai multe date din care — credem — că vom putea trage concluzii interesante, putînd să formulăm eventual chiar și legi generale.

Metoda frecvenței legilor de maclă constituie obiectul unei alte lucrări [1]), în care prezentăm mai pe larg stabilirea statistică a acestor legi. În lucrarea de față ne referim numai la cîteva date sumare pe baza cărora s-a întocmit și harta din figura 4.

[1]) I. Treiber, *Metoda frecvenței legilor de maclă ale feldspaților folosită în studiul rocilor eruptive din Munții Gurghiului de nord* (sub tipar).

Tabelul nr. 1

Frecvența legilor de maclă (Fr) și conținutul în anortit (An) al plagioclazilor din rocile inferioare ale sectoarelor Fincel — Bătrîna și Jirca

	Tipul de roci și ocurența	Karlsbad		Albit — Karlsbad		Albit		Aclin		Albit — Ala		Ala		Periclin		Manebach	
	Legea de maclă, frecvența și conținutul în An	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %
Sectorul Fincel — Bătrîna	dioritportfirit cu hornblendă (Piciorul Smidii)	33	47—55	33	45—55	7	50	20	45—55	—	—	—	—	7	45—55	—	—
	andezit cu hornblendă (Lăpușna cota 970 m)	30	45—55	20	40—50	15	44	25	45—55	—	—	—	—	10	45—50	—	—
	idem (Creasta Ujerdö — Dealul Crucii)	30	45—50	20	45—55	18	41—50	24	40	—	—	—	—	8	45—55	—	—
	,, (izvorul Lăpușna)	28	45—60	19	45—60	24	45—60	17	48—55	10	45—50	—	—	2	50	—	—
	,, (Pîrî l lui Anton)	30	45—60	20	45—60	22	45—60	18	52	10	45—55	—	—	—	—	—	—
	,, (valea Dealul Crucii)	26	50—60	15	52—60	13	50—60	23	50—60	15	50—55	8	60	—	—	—	—
	,, (filonul I Lăpușna)	25	45—50	27	50—60	33	45—60	—	—	10	55—60	5	60	—	—	—	—
	,, (filonul II Lăpușna)	30	60—65	25	55—65	35	60—65	—	—	5	60	5	60	—	—	—	—
	andezit cu piroxeni (Gropșoara)	31	55—60	23	53—55	23	50—60	10	58	5	50—60	3	55—60	5	60	—	—
	andezit mixt (Poiana Zimbroiu)	25	65—70	25	65—70	20	65	15	65—70	15	55—65	—	—	—	—	—	—
	idem (valea Zimbroiu)	30	50—60	30	50—60	30	50—60	5	55	—	—	5	55	—	—	—	—
	,, (valea Buneasa)	25	63—65	30	63—65	25	63—65	10	65—70	5	65	5	64	—	—	—	—
	,, (valea sup. Eszenyövizei)	25	60—70	20	65—70	20	55	15	55—70	15	60—70	5	65—70	—	—	—	—
	,, (Piciorul Bătrînii)	33	45—56	33	45—56	15	45—58	10	45—55	—	—	5	60	4	50—55	—	—
Sectorul Jirca	,, (pîrîul Jirca Mică)	25	80	25	55—75	30	60—80	4	70	4	70	—	—	10	55—60	2	75
	,, (pîrîul Jirca de Mijloc)	25	70	27	70	30	70	5	60—80	5	65—75	—	—	8	60	—	—
	andezit cu hornblendă (Filon de Jirca)	25	65—75	40	55—70	25	60—70	5	70	—	—	—	—	5	70	—	—

Tabelul nr. 2

Frecvența legilor de mâclă (Fr) și conținutul în anortit (An) al feldspaților din rocile superioare ale sectoarelor Fîncel—Bătrîna și Jirca

	Tipul de roci și ocurența / Legea de mâclă, frecvența și conținutul în An	Karlsbad		Albit-Karlsbad		Albit		Aclin		Albit-Ala		Ala		Periclin		Manebach	
		Fr%	An%	Fr%	An%	Fr%	An%	Fr%	An%	Fr%	An%	Fr%	An%	Fr%	An%	Fr%	An%
Sectorul Fîncel — Bătrîna	tip Fîncel (vîrful Fîncel)	25	50—65	30	65—75	15	60—65	15	50—70	—	—	10	65—70	5	55	—	—
	,, ,, (Vîrful Mare și Vîrful Mic)	30	55—65	30	65	15	55—65	15	57	—	—	10	58—65	—	—	—	—
	,, ,, (Dealul Plumbului)	30	40—55	25	40—55	25	50—55	10	55	5	55	—	—	5	45—55	—	—
	tip Buneasa (Buneasa)	30	55	30	45—55	10	50	10	50	20	45—50	—	—	—	—	—	—
	,, ,, (vîrful Bătrîna)	32	50	30	50	8	50—55	9	50—55	21	55	—	—	—	—	—	—
	,, ,, (valea Eszenyövizei, cota 1303 m)	30	45—50	30	50	10	45—50	11	50	19	45	—	—	—	—	—	—
	,, ,, (Dealul Crucii și Esztena—Dealul Crucii)	25	50—55	25	55—58	20	50—60	10	50—60	17	50—60	3	50—55	—	—	—	—
	tip Piatra Caprei (Piatra Caprei, andezit cenușiu deschis)	30	40—45	25	45—50	18	50	5	50	10	50	—	—	12	45	—	—
	,, ,, (Piatra Caprei, andezit cenușiu închis)	25	70	15	65—70	35	70	20	65—70	5	65	—	—	—	—	—	—
Sectorul Jirca	andezit cu piroxeni și hornblendă (Măgura Mare)	25	55—60	22	60	20	55—60	15	55	8	55—60	10	60—65	—	—	—	—
	idem (Creasta Paltinului)	27	60	22	55	18	58—60	15	55—65	9	62—65	9	55—60	—	—	—	—
	,, (Creasta Strungii)	32	50—60	20	55	25	50—55	8	50—60	10	55	—	—	5	45—50	—	—
	,, (Poiana Măgurii)	35	55—60	20	55—60	25	50—60	7	55—65	10	50—55	—	—	3	50	—	—
	andezit cu piroxeni (Poiana Paltinului)	30	45—60	30	45—60	20	50	8	55	8	55	—	—	4	50	—	—

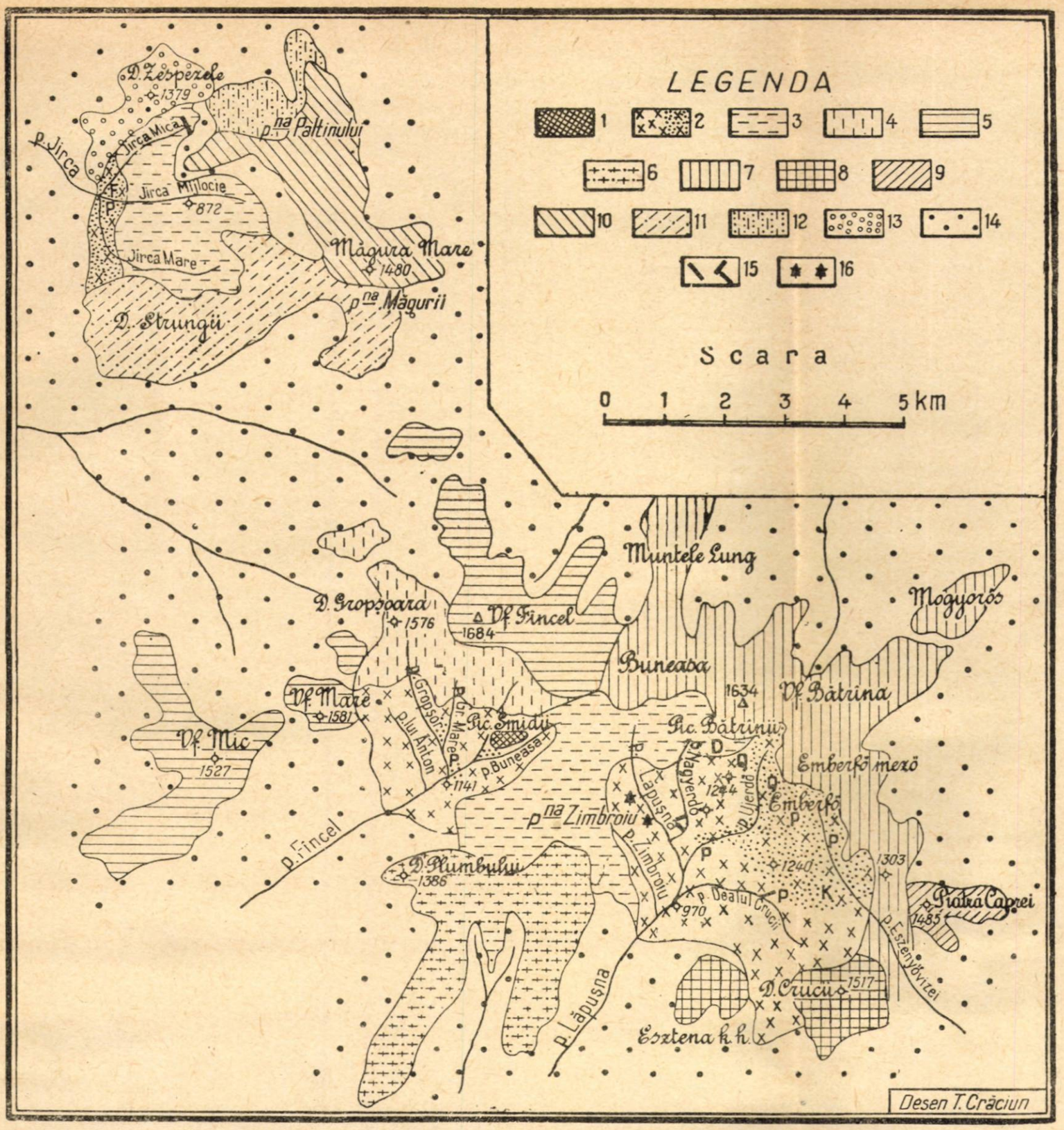


Fig. 4. — Schiţă petrografică a rocilor eruptive masive din Munţii Gurghiului de nord.

1, Dioritporfirit; *2*, andezite cu hornblendă (punctat = zonele de alterări); *3*, andezite mixte (grupa rocilor inferioare); *4*, andezite cu piroxeni (tipul Gropşoara); *5*, andezite cu piroxeni şi hornblendă (tipul Fîncel); *6*, andezite cu piroxeni şi hornblendă (tipul Plumbului); *7*, andezite cu hornblendă şi cu piroxeni (tipul Buneasa); *8*, andezite cu hornblendă şi cu piroxeni (tipul Dealul Crucii); *9*, andezite cu hornblendă şi cu piroxeni (tipul Piatra Caprei); *10*, andezite cu piroxeni şi cu hornblendă de la Măgura Mare; *11*, andezite cu hornblendă şi cu piroxeni de la Creasta Strungii; *12*, andezite cu piroxeni de la Poiana Paltinului (grupa rocilor superioare); *13*, faciesul de Zespezele; *14*, faciesul de Bătrîna (brecii şi tufuri); *15*, filoane andezitice; *16*, brecii tectonice. *P* = piritizări; *K* = caolinizări; *Q* = silicifieri; *D* = diaspor; *F* = fluorină.

Pentru lămurirea problemelor ridicate, am construit o serie de diagrame (dintre care redăm aici numai 3), care prezintă datele obținute în urma analizelor microscopice. Pe abscisa diagramelor am notat media procentului de An și ocurența rocilor în funcție de frecvența legii de Karlsbad, Albit—Karlsbad, Albit și Aclin (legile de maclă mai frecvente).

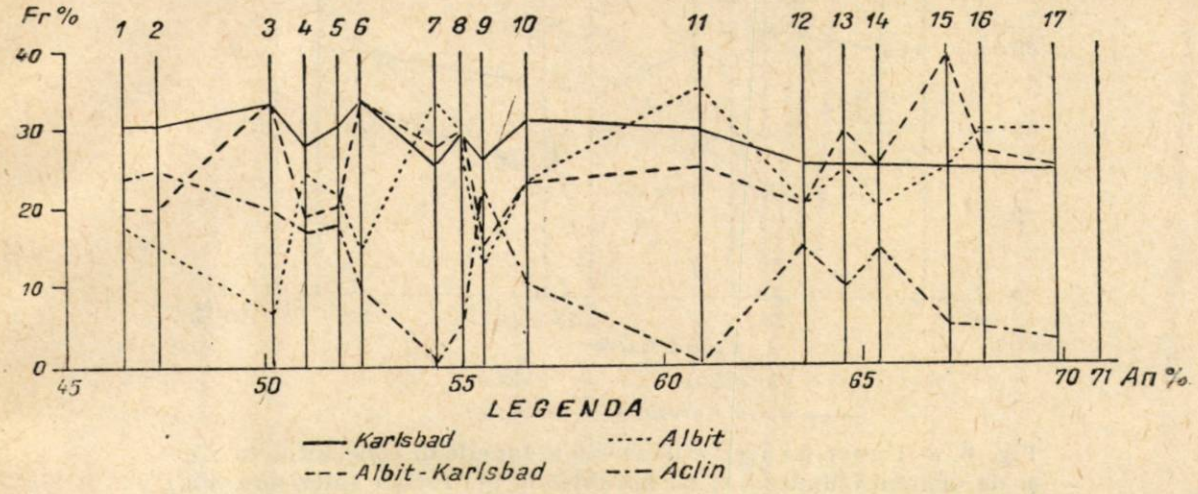


Fig. 5. — Frecvența legilor de maclă în funcție de conținutul în An și de ocurență (rocile inferioare din sectorul Fîncel — Bătrîna și Jirca).

1, Creasta Ujerdö; *2*, valea Lăpușna (cota 970 m); *3*, Piciorul Smidii; *4*, Capul izvorului Lăpușna; *5*, Pîrîul lui Anton; *6*, Piciorul Bătrînii; *7*, filonul I Lăpușna; *8*, valea Zimbroiu; *9*, valea Dealul Crucii; *10*, Gropșoara; *11*, filonul II Lăpușna; *12*, valea superioară Eszanyövizei; *13*, valea Buneasa; *14*, pîrîul Zimbroiu; *15*, filonul Jirca Mică; *16*, valea Jirca de Mijloc; *17*, valea Jirca Mare.

Analizînd diagramele construite, constatăm următoarele: în diagrama din figura 5 (grupa rocilor inferioare) dintre legile de maclă cea mai constantă este legea de Karlsbad, care variază între limite mai strînse și arată o scădere procentuală în direcția rocilor mai bazice, pe cînd celelalte legi (Albit—Karlsbad, Albit și Aclin) oscilează în limite mai largi. Se observă însă o regularitate a frecvenței legilor de maclă la tipurile de roci înrudite, care se evidențiază și mai bine în diagrama din figura 6, în care sînt reprezentate numai datele rocilor cu hornblendă din căldarea Fîncel—Bătrîna. Oscilații mai accentuate găsim în punctele *3*, *6* și *8* din diagramă care corespund tocmai dioritporfiritului de la Piciorul Smidii și filoanelor I și II din valea Lăpușnei. Pe baza acestei metode andezitul (desprins în lespezi) de la Lăpușna (cota 790 m) s-ar încadra în aceeași fază de revărsare cu celelalte andezite cu hornblendă din fundul căldării.

Același fapt se observă și la punctele *15*, *16* și *17* de pe diagrama din figura 5, reprezentînd rocile inferioare din sectorul Jirca.

În diagrama din figura 7 (grupa rocilor superioare) două legi sînt mai constante: Karlsbad și Aclin, prezentînd variații în funcție de caracterul chimic al rocilor, și anume scăderea frecvenței legii de Karslbad și creșterea Aclinului concomitent cu ridicarea mediei procentuale a conținutului în An.

Tipului Fîncel îi aparțin lavele din vîrful Fîncel (punctul *13*), Vîrful Mare și Vîrful Mic (punctul *12*), care prezintă variații mici atît în privința conținutului în An, cît și în aceea a frecvenței legilor de maclă. După

aceste criterii, lava de la Dealul Plumbului (punctul *4*) — cu toate că din punctul de vedere al elementelor fero-magneziene este asemănătoare cu primele — este străină de aceste tipuri de andezite. Tipul Buneasa este

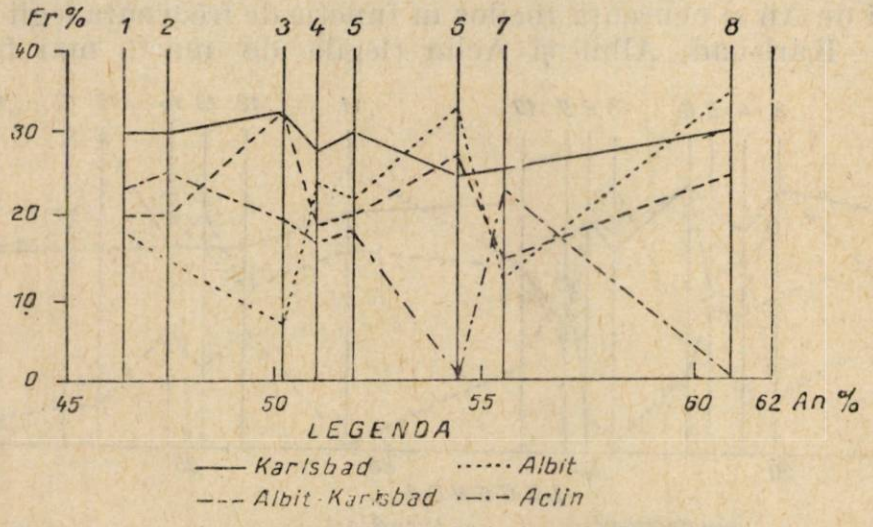


Fig. 6. — Frecvența legilor de maclă în funcție de conținutul în An și de ocurență (andezitele cu hornblendă ale rocilor inferioare din sectorul Fîncel — Bărtrîna).

1, Creasta Ujerdö; *2*, valea Lăpușna (cota 970 m); *3*, Piciorul Smidii; *4*, izvorul Lăpușna; *5*, Pîriul lui Anton; *6*, filonul Lăpușna I; *7*, valea Dealul Crucii; *8*, filonul Lăpușna II.

reprezentat prin lava de la Buneasa (punctul *3*) și Bătrîna (punctul *5*), care în valea Eszenyövizei cota 1303 m (punctul *2*) se întinde sub lava de

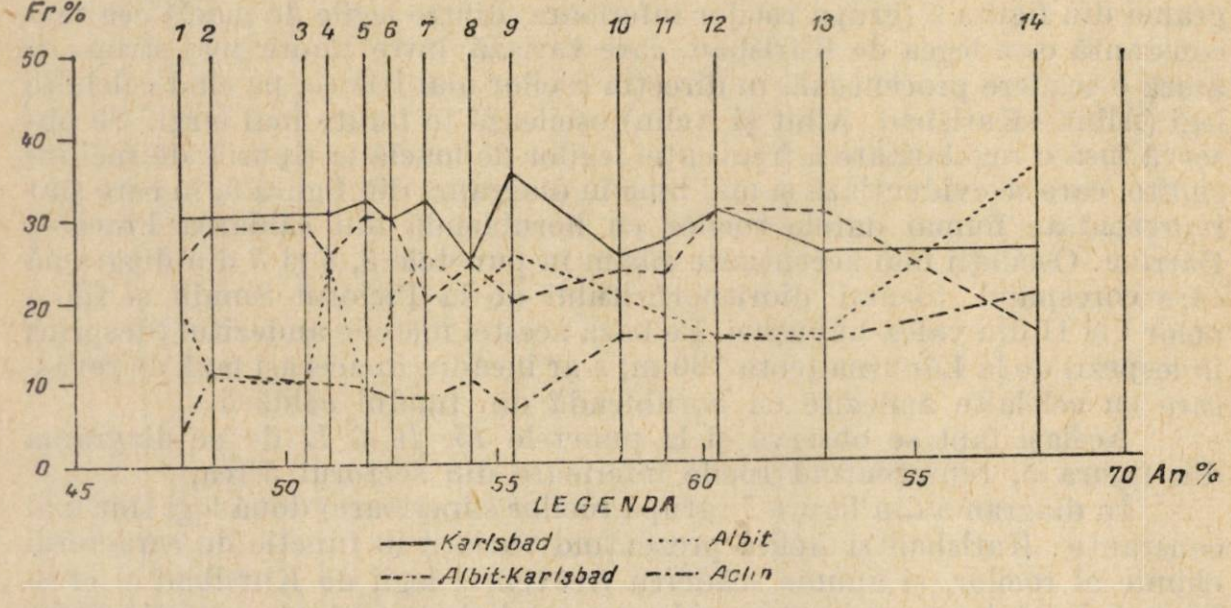


Fig. 7. — Frecvența legilor de maclă în funcție de conținutul în An și de ocurență (rocile superioare din sectorul Fîncel — Bătrîna și Jirca).

1, Piatra Caprei (andezit cenușiu deschis); *2*, valea Eszenyövizei (cota 1303 m); *3*, Buneasa; *4*, Dealul Plumbului; *5*, vîrful Bătrîna; *6*, Poiana Paltinului; *7*, Creasta Strungii; *8*, Dealurile Crucii și Esztena—Crucii; *9*, Poiana Măgurii; *10*, vîrful Măgura Mare; *11*, Creasta Paltinului; *12*, Vîrful Mare și Vîrful Mic; *13*, vîrful Fîncel; *14*, Piatra Caprii (andezit cenușiu închis).

Tabelul nr. 3

Analizele chimice

Componenţii chimici / Tipul de rocă şi ocurenţa	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	H_2O	Coeficienţii lui Niggli											Valorile de bază			Normele de catamolecule		
											si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	o	secţiunea	L	M	Q	L	M	Q
Andezit mixt (valea Jirca Mică)	52,25	21,00	6,48	2,23	1,94	9,97	2,10	0,71	2,32	2,50	149	0,45	35,5	24,7	30,5	6,8	0,17	0,30	1,11	0,50	VI	43,3	15,1	41,6	71,3	15,0	13,7
Andezit cu piroxeni şi hornblendă (Măgura Mare)	59,27	18,21	4,15	2,06	3,61	7,98	2,02	1,45	—	0,46	171	—	32,1	30,6	25,6	11,7	0,23	0,53	0,83	0,30	V	40,6	17,0	42,4	67,6	18,5	13,9
Andezit cu hornblendă şi piroxeni (vîrful Bătrîna)	58,41	17,74	3,73	2,59	3,63	7,62	3,50	1,29	—	1,31	175	—	31,5	31,0	24,9	12,6	0,20	0,52	0,80	0,26	V	41,2	17,4	41,4	68,6	19,4	12,0
Andezit cu piroxeni (Gropşoara)	58,03	19,88	4,75	1,74	2,41	7,69	3,82	0,75	—	0,51	177	—	35,7	26,5	25,1	12,7	0,11	0,42	0,96	0,34	V	44,4	13,8	41,8	73,4	13,1	13,5
Andezit cu hornblendă (Creasta Ujerdö – Dealul Crucii)	39,38	16,98	3,70	2,65	3,58	6,93	3,65	1,45	—	1,52	182	—	30,9	32,1	22,9	14,1	0,21	0,51	0,71	0,27	V	40,9	17,3	41,8	68,1	19,2	12,7
Dioritporfirt (Piciorul Smidii)	64,26	16,71	1,86	1,92	2,34	6,70	3,99	1,90	0,24	0,94	224	0,38	35,7	23,7	22,2	18,5	0,23	0,53	0,93	0,22	V	40,1	11,2	48,7	67,0	13,0	20,0

Notă. Analiza chimică a fost efectuată de Klára Szaboray.

la Piatra Caprei, pînă la Dealul Crucii. Lava de Dealul Crucii și Esztena—Dealul Crucii (punctul *8*) prezintă același conținut în An și același procent al frecvenței legii de maclă, deci aparțin la aceeași fază de revărsare. Tipul Piatra Caprei (punctele *1* și *14*) este reprezentat prin două feluri de andezite suprapuse : unul cenușiu închis (inferior) și altul cenușiu deschis (superior). Amîndouă sînt andezite cu hornblendă și cu piroxeni, însă faptul că ele prezintă deosebiri atît în ceea ce privește conținutul în An, cît și frecvența legii de maclă, demonstrează că ele aparțin la două faze de revărsare diferite. Problematică este lava andezitică cu piroxeni de la Gropșoara, care în cea mai mare parte se află sub lava de tip Fîncel și apare numai la Gropșoara (descrisă mai înainte ca făcînd parte din grupa rocilor inferioare). Prezentînd însă asemănări cu roca andezitică din Poiana Paltinului (punctul *6*) — socotită ca făcînd parte din grupa rocilor superioare — acest tip de andezit îl putem încadra în grupa rocilor superioare. În sectorul Jirca, grupa rocilor superioare (punctele *9*, *10* și *11*) prezintă deosebiri esențiale atît din punctul de vedere al frecvenței legii de maclă cît și al conținutului în An față de rocile inferioare din acest sector. Asemănările acestor roci superioare cu rocile superioare din jurul căldării sînt însă evidente, ceea ce presupune că lavele din sectorul Jirca ar reprezenta o fază de revărsare dependentă în timp și în spațiu de lavele din jurul căldării (admițînd că ele ar reprezenta sau o prelungire a lavelor superioare din jurul căldării, sau că ele ar proveni din același cuptor magmatic cu al lavelor superioare din jurul căldării, funcționînd în acest sector ca un vulcan parazit).

Diversele tipuri de macle, determinate din rocile studiate, au luat naștere atît datorită condițiilor fizice (temperatură și presiune), cît și chimismului magmei din care au cristalizat. Aceste condiții au avut o influență și asupra frecvenței legilor de maclă. În cazul rocilor eruptive masive din Munții Gurghiului de nord nu avem variații prea accentuate în ceea ce privește conținutul general în An. Bazicitatea mai crescută se observă numai la rocile inferioare din sectorul Jirca. Din datele obținute rezultă că din magmele cu un asemenea caracter chimic cristalizează feldspații maclați după legile de Karlsbad, Albit—Karlsbad, Albit și Aclin în procent schimbător, și — subordonat — feldspați maclați după legile Albit—Ala, Ala, Periclin și Manebach. După cum se vede din diagrame, frecvența legilor de maclă la feldspați rămîne aproape constantă la două sau mai multe petice de roci, care aparțin aceleiași faze de revărsare. În consecință, metoda elaborată de noi s-ar putea întrebuința cu succes la dezlegarea problemelor amintite la începutul expunerii de față.

CARACTERELE PETROCHIMICE

Din cîteva analize chimice efectuate putem rezuma caracterul petrochimic al acestor roci. Pentru analizele chimice au fost alese roci mai tipice, care atît macroscopic, cît și microscopic s-au dovedit a fi mai intacte (tabelul nr. 3).

Conținutul de SiO_2 al acestor roci variază în limite mai strînse (58,03—59,38%), făcînd excepție roca dioritporfirică de la Piciorul Smidii, cu un conținut de 64,26%, și andezitul de la Jirca, cu un conținut de 52,25%.

La coeficienții lui *Niggli*, valoarea lui *si* oscilează între 140 și 224. În tetraedrul de concentrație, punctele de proiecție ale rocilor se restrîng

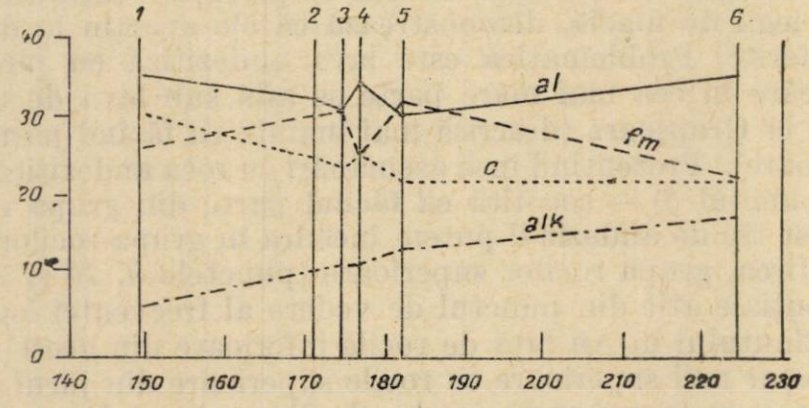


Fig. 8. — Diagrama de diferențiere după Niggli.

la secțiunea a V-a, în afară de andezitul inferior din valea Jirca, care se restrînge la secțiunea a VI-a.

Analizînd diagrama de diferențiere după Niggli (fig. 8) observăm că o dată cu ridicarea valorilor *si* se ridică, cu oscilații mai mici, valorile lui *alk* (valorile *al* mai puțin), în vreme ce valorile lui *fm* și *c* prezintă o scădere mai puțin oscilatorie. În triunghiul valorilor de bază (*LMQ*) a lui Niggli (fig. 9) punctele de proiecție ale rocilor ocupă loc în cîmpul mai inferior, fără dispersie mai pronunțată, cu excepția punctului de proiecție al dioritporfiritului care este situat într-un loc mai superior. Acest fapt se evidențiază și în triunghiul normelor de catamolecule (fig. 10), unde punctul de proiecție al dioritporfiritului prezintă o dispersie puțin mai mare. Punctul de proiecție al andezitului de la Jirca, abia diferă de celelalte. Avînd însă în vedere coeficienții lui Niggli vedem că aceasta este o rocă mai bazică, făcînd parte din secțiunea a VI-a, și stă mai aproape de *magma anortozitgabbroidică* a lui Niggli, pe cînd celelalte din secțiunea a V-a sînt înrudite cu *magma peleeitică*, respectiv cu cea *tonalitică*.

Este adevărat că aceste puține date chimice nu sînt suficiente pentru a lămuri evoluția de diferențiere magmatică a rocilor eruptive masive din Gurghiul de nord, însă în comparație cu studiul microscopic putem deduce anumite concluzii și în această direcție. S-a văzut deci, atît din studiul microscopic, cît și din analizele chimice că, din grupa rocilor inferioare, cele de la Jirca sînt mai bazice, pe cînd cele din căldarea Fîncel — Bătrîna sînt mai acide. Aceste roci negăsindu-se pe aceeași linie tectonică, s-ar putea presupune în Munții Gurghiului de nord două cuptoare magmatice (eventual trei cu cel din împrejurimea Sălăcelului) : unul mai bazic, din care fac parte grupa rocilor inferioare din sectorul Jirca (eventual din acest cuptor magmatic a luat naștere și faciesul vulcanului de explozie Zespezele).

Acestea ar fi deci primele faze ale activității vulcanice din Gurghiul de nord. Din acest cuptor magmatic — devenind puțin mai acid — au apărut eventual și lavele înconjurătoare ale rocilor inferioare din sectorul Jirca. Aceste lave s-au suprapus breciilor faciesului de Bătrîna, ele fiind revărsările cele mai recente.

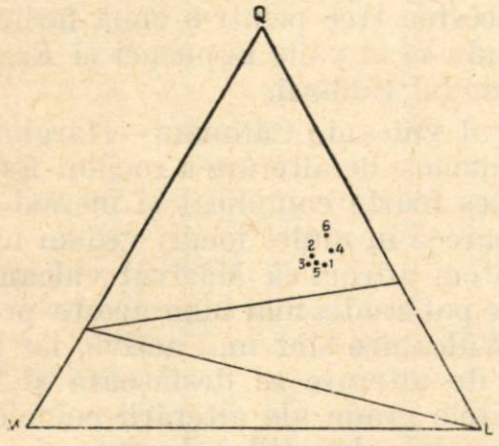


Fig. 9. — Valorile de bază ale lui Niggli.
1, Valea Jirca Mică; *2*, vîrful Măgura Mare; *3*, vîrful Bătrîna; *4*, Gropșoara; *5*, Creasta Ujerdö—Dealul Crucii; *6*, Piciorul Smidii.

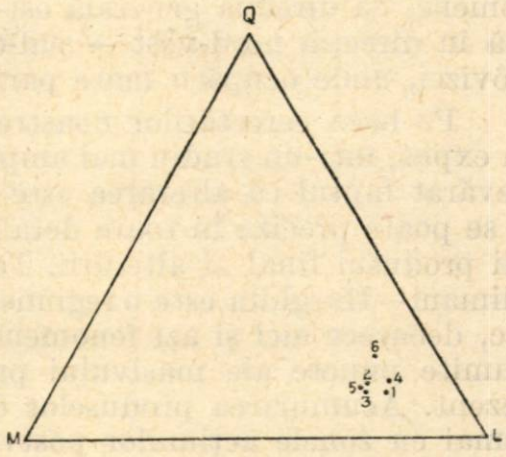


Fig. 10. — Normele de catamolecule (aceeași legendă ca la fig. 9).

Al doilea cuptor magmatic, cu caracter mai acid, se găsește în regiunea liniei mari de dislocație, dînd naștere faciesului stratovulcanic de Bătrîna. Nici în acest cuptor, evoluția de diferențiere a magmei nu a fost accentuată. Atît analizele chimice, cît și cele microscopice denotă o mică diferențiere. Ținînd seamă de faptul că magma cuptorului Bătrînii ar fi fost inițial mai bazică, prin diferențierea primelor minerale sau prin asimilație ea a devenit mai acidă, însă după prima erupție și consolidarea acestei părți a magmei, printr-o înbogățire în elemente fero-magneziene, capătă un caracter mai bazic. Astfel rocile provenite din ultimele erupții sînt mai bazice.

Problematică este prezența dioritporfiritelor de la Piciorul Smidii, care după cum am văzut fac parte din grupa rocilor inferioare din căldare. Caracterul chimic al acestei roci este acid dar mult mai acid decît al rocilor înconjurătoare. Deci, pe baza cercetărilor microscopice, precum și a analizelor chimice s-ar putea presupune că, în cazul acestei roci, avem de-a face cu o intruziune filoniană.

FENOMENELE DE ALTERARE A ROCILOR

Rocile eruptive masive inferioare, atît din căldarea Fîncel—Bătrîna, cît și din sectorul Jirca, sînt în mare parte alterate. În împrejurimile Jircilor și ale văii Fîncelului aceste roci alterate se dispun sub formă de zone, cu fîșii de trecere de la roci nealterate la roci puternic propilitizate și slab silicifiate. În văile Lăpușnei și Eszenyövizei pe lîngă propilitizarea accen-

tuată un rol important îl joacă silicifierea și caolinizarea. Aceste roci, alterate în multe locuri, sînt impregnate cu pirită, iar roca alterată adeseori este infiltrată cu limonită provenită din dezagregarea piritei și a oxizilor de fier. La Jirca Mică apare și flourina, iar la piciorul Bătrînii diasporul.

După Z. T ö r ö k, în valea Fîncelului, roca alterată formează zone filoniene, cu direcția generală est-vest. Acestea trec printr-o zonă fărîmițată în direcția nord-vest — sud-est, lățindu-se în văile Lăpușnei și Eszenyövizei, unde ocupă o mare parte din fundul căldării.

Pe baza cercetărilor noastre în lanțul vulcanic Călimani—Harghita am expus, într-un studiu mai amplu, fenomenele de alterare a rocilor. Este adevărat faptul că alterarea este un proces foarte complicat și mersul ei nu se poate preciza în toate detaliile, deoarece în multe locuri vedem numai produsul final al alterării. Totuși putem afirma că Masivul vulcanic Călimani—Harghita este o regiune, unde se pot studia mai bine aceste procese, deoarece aici și azi fenomenele postvulcanice sînt mai active, iar în anumite puncte ale masivului procesele de alterare se desfășoară și în prezent. Acumularea produselor de diferitele grade ale alterării coincide tocmai cu zonele acțiunilor postvulcanice (ale exhalațiilor de gaze și ale apelor minerale), fapt care ne arată că *între aceste două fenomene există o strînsă legătură.*

În cadrul acestei lucrări nu insistăm asupra mecanismului de transformare mineralogică și chimică a diferitelor minerale. Însă din cercetări întreprinse s-a putut constata că propilitizarea și caolinizarea sînt două faze consecutive ale aceluiași proces, iar concomitent cu acesta se face și silicifierea. Pentru a avea o privire de ansamblu a proceselor de alterare apărute sub influența soluțiilor hidrotermale și minerale am întocmit schița recapitulativă din figura 11.

Dintre factorii care produc alterarea rocii și mai ales caolinizarea, bioxidul de carbon joacă, incontestabil, un rol important, după cum a constatat și H. St r e m m e (5) la granitele de lîngă izvoarele minerale de la Gieshübl. De asemenea, noi am constatat acest fapt în Munții Călimani — Harghita. Însă cum am observat, din produsele finale ale rocilor alterate din acest masiv (turmalină, fluorină, sulf, hematită, baritină etc.) la alterarea rocilor participă și celelalte componente ale soluțiilor hidrotermale (acid boric, bioxid de sulf, hidrogen sulfurat, clorură de fier, clorură de bariu etc.). Este posibil, ca preponderența unora sau a altora din componenții volatili să dea naștere modului și naturii alterării.

În concluzie, putem afirma că zonele alterate coincid cu cele ale izvoarelor de apă minerală, deci — după cum am amintit — între aceste două fenomene este o legătură foarte strînsă și alterările mai sus-menționate le găsim acolo unde atît azi cît și în trecut sînt sau au fost acțiuni postvulcanice. Pe baza acestui fapt, într-o regiune putem indica punctele acțiunilor postvulcanice pe baza alterărilor celor mai profunde. Și, după cum izvoarele de apă minerală sînt semne convenționale ale liniilor tectonice, tot așa și punctele care reprezintă alterările cele mai profunde, pot fi semne ale acestora, îndeosebi într-o regiune vulcanică, unde structura tectonică de altfel este foarte greu de stabilit.

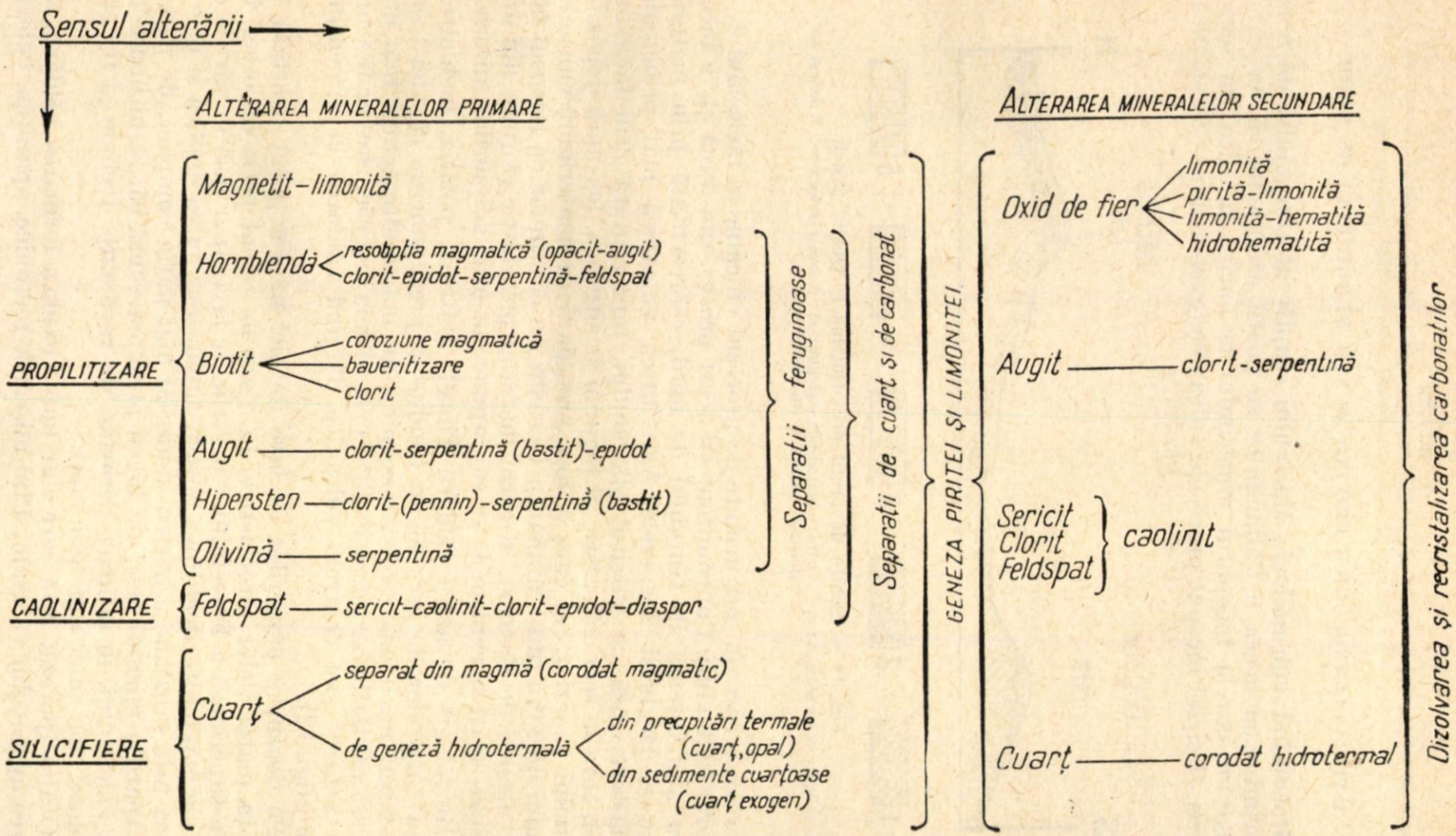


Fig. 11. — Schiţă recapitulativă privind alterarea mineralelor.

DATE VULCANOLOGICE PRIVIND MUNȚII GURGHIULUI DE NORD

Rezumînd vulcanologia Masivului eruptiv al Gurghiului de nord și comparînd-o cu aceea a Călimanilor se poate presupune că, la sfîrșitul oligocenului sau la începutul miocenului la partea nordică, în sectorul celor trei Jirci, au început procesele vulcanice (eventual însoțite de un pro-

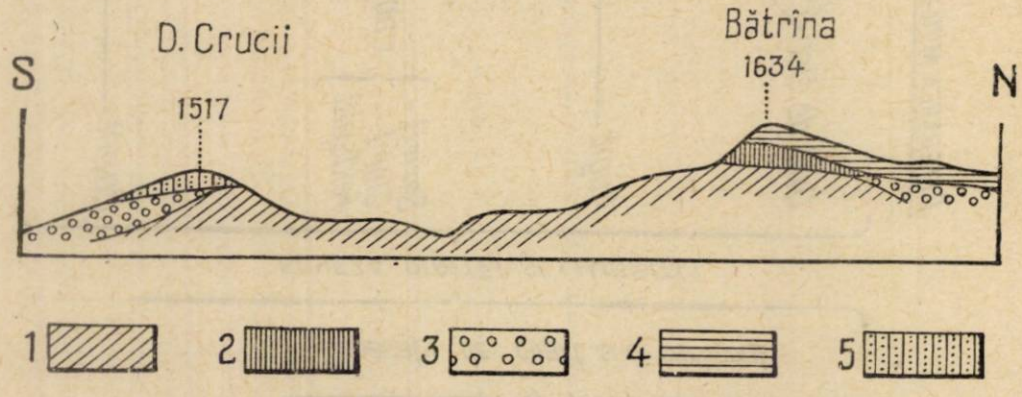


Fig. 12. — Schiță de profil prin Bătrîna și Dealul Crucii.
1, Andezite cu hornblendă; *2*, andezite cu hornblendă și cu piroxeni; *3*, brecii andezitice; *4*, lava de tip Buneasa; *5*, lava de tip Dealul Crucii.

ces intruziv), care au fost urmate de procesul vulcanic al faciesului de Topliță (din Călimani). Concomitent cu acest proces, sau după el, a început erupția mai intensă în Gurghiul de nord, reprezentată prin materialul eruptiv al Dealului Zespezele. Activitatea vulcanică mai principală a luat naștere, însă, la sfîrșitul pliocenului, reprezentată prin faciesul de Sălăcel, care în sectorul vestic al regiunii se situează deasupra depozitelor pliocenului superior, și care a fost precedată de materialul vulcanic al faciesului de Tihu (din Călimani). Aceasta s-a continuat cu imensul facies stratovulcanic de Bătrîna, al cărui material piroclastic (format din andezite mixte și cu hornblendă) se suprapune tuturor faciesurilor anterioare.

Morfologia de azi a căldării Fîncel—Bătrîna, poziția, înclinarea și direcția curgerilor de lave ne-au condus la presupunerea că aici trebuie să fi existat un imens centru vulcanic (sau mai multe centre mai mici). Adîncirea căldării s-ar putea explica prin ultima erupție, care ar fi aruncat în aer centrul sau centrele vulcanice, lărgind căldarea la dimensiunile de azi (fig. 12).

Pe deasupra curgerilor de lave de aici nu s-a putut constata însă prezența materialelor piroclastice, în afară de micul petic de brecii lipit de lava superioară a Fîncelului. Curgerile de lavă apar însă în părțile centrale cele mai înalte, deci lipsa piroclastitelor s-ar putea explica și prin denudarea prin eroziune a acestui material mai puțin compact, de pe lavă.

Apariția micului petic de brecii presupune însă că, la ultima activitate a vulcanului, în ultimele perioade de revărsare, trebuie să fi existat și explozii mai mici sau mai mari.

O altă ipoteză, prin care s-ar putea explica formarea căldării, ar fi surparea aparatului vulcanic. Prin mișcările tectonice, aparatele vulcanice

s-au fărîmițat în bucăți mai mari sau mai mici, care prin surpare au dat naștere căldării. Aparatul vulcanic funcționînd însă mai departe și în fundul căldării s-au ridicat mase de lave, care au umplut în parte căldarea, răcindu-se pe loc. Astfel, o parte din andezitele cu hornblendă ar reprezenta o umplutură, iar andezitele mixte de pe creasta de separare a văilor Fîncel și Lăpușna, eventual, ar reprezenta o parte a andezitelor superioare surpate.

Adîncirea căldării la dimensiunile de azi s-ar mai putea explica și prin simpla denudare a părților centrale ale aparatului vulcanic. Aceasta este însă greu de admis, deoarece aici, apele curgătoare ar fi trebuit să dezgolească mase andezitice compacte și brecii de o grosime considerabilă, mai ales că pe întregul traseu al văii Gurghiului nu găsim aglomerate detritice atît de dezvoltate, încît să se poată admite această dezgolire.

Vedem, deci, că formarea căldării Fîncel—Bătrîna este discutabilă. Părerile de mai sus au argumente și contraargumente, încît problema urmează să fie rezolvată pe baza cercetărilor viitoare.

Vulcanismul faciesului de Bătrîna — după cum s-a putut reconstitui pe baza cercetărilor de pînă azi — s-a desfășurat în mai multe faze de erupție (de explozie a breciilor și de revărsare a lavelor), dintre care primele ar putea fi de aceeași vîrstă cu primele erupții din partea nordică a Gurghiului de nord. Prima fază ar fi a rocilor mai acide cu hornblendă și începe cu formarea tufurilor și breciilor andezitice, urmată de o revărsare a lavelor andezitice, care în mare parte sînt alterate. Aceasta ar fi fost urmată tot de o activitate explozivă din care rezultă depunerea breciilor și tufurilor andezitice cu hornblendă (materialul piroclastic cu conținut de hornblendă aflorează dedesubtul breciilor andezitice cu piroxeni și mixte în cîteva puncte din nordul Gurghiului, de exemplu văile Strungii și Lăpușnei). A doua fază este caracterizată prin curgeri mai mici de andezite mixte, ale căror rămășițe ar reprezenta curgerea de lavă, începînd de pe Creasta Zimbroiu pînă la Piciorul Bătrînii. Această fază de revărsare a fost urmată din nou de explozii mai mari, formînd materiale piroclastice mai groase, care s-au împrăștiat, acumulîndu-se aproape în tot întinsul Gurghiului. Urmează apoi faza de revărsare principală, cu perioade mai lungi sau mai scurte de liniște, dînd naștere mai întîi lavei de tip Gropșoara, apoi tipurilor de lave amintite. După această fază de curgere ia naștere căldarea mare Fîncel—Bătrîna. Privind forma morfologică veche a fundului căldării, eroziunea ulterioară totuși a trebuit să joace un rol important la formarea ei.

În același timp sau mai tîrziu, activează și centrul vulcanic Măgura Mare. Lavele găsite însă în jurul acestui centru — după cum s-a văzut — prezintă din punct de vedere petrografic și chimic o oarecare asemănare cu tipurile de lave din jurul căldării Fîncel—Bătrîna, așa încît s-ar putea admite părerea că Măgură Mare a fost un vulcan parazit al aparatului din centrul Gurghiului de nord.

Avînd în vedere că rocile inferioare din grupa I, atît în căldarea Fîncel — Bătrîna, cît și în sectorul Jirca sînt în mare parte alterate, s-a desfășurat în amîndouă locurile și o lungă perioadă de activitate postvulcanică. Gradul de alterare a rocilor în unele locuri și pe suprafețe mai mari este atît de accentuat, încît structura și compoziția mineralogică primare ale ro-

cilor sînt imposibil de descifrat; din această cauză nu se pot fixa exact nici canalele de alimentație a centrelor vulcanice, afară de Piciorul Bătrînii, care după cum am văzut ar putea să fie un canal al aparatelor vulcanice.

În căldarea Fîncel—Bătrîna rocile andezitice cu hornblendă prezintă zone de trecere spre rocile extrem de alterate; se poate presupune faptul că aceste roci alterate sînt părțile organice ale rocilor cu hornblendă.

DATE TECTONICE

Masivul Gurghiului de nord formează o unitate tectonică la nord împreună cu Munții Călimani, iar la sud prin Munții Gurghiului de sud cu Harghita.

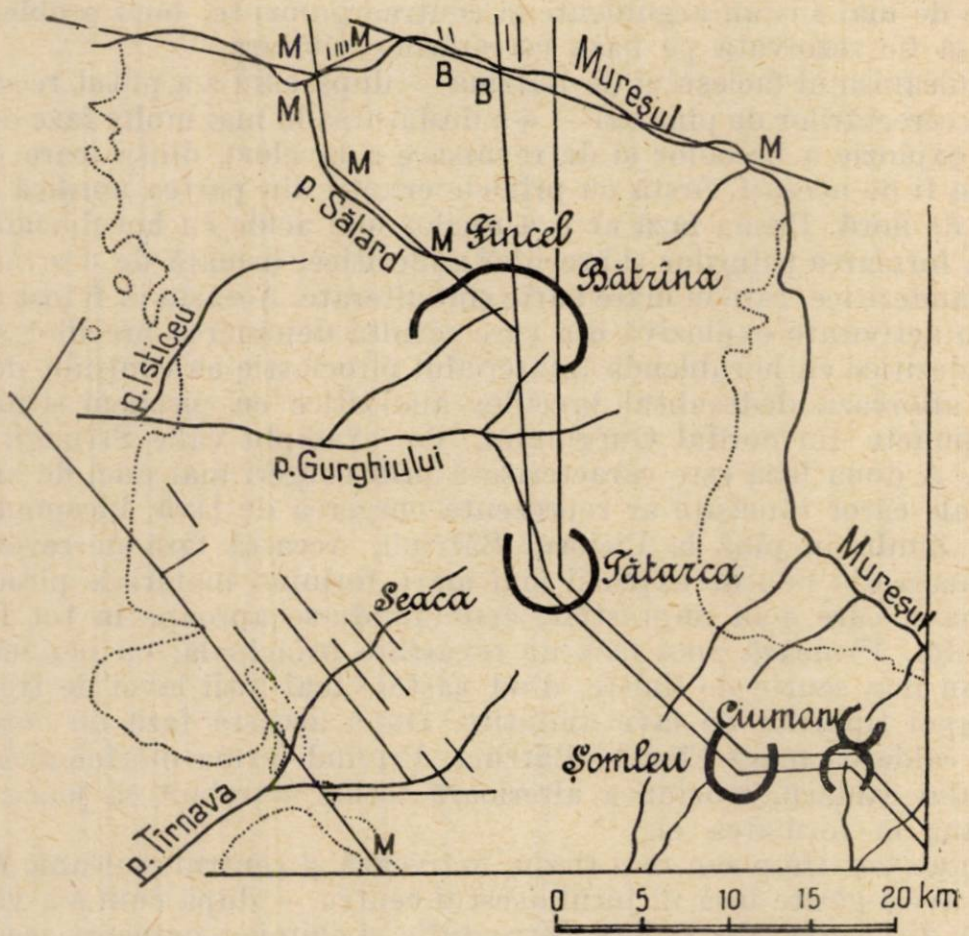


Fig. 13. — Schiță de hartă tectonică a Munților Gurghiului. *M* = izvoare de apă subtermală; *B* = izvoare de apă minerală.

Luînd în considerare izvoarele de apă minerală, izvoarele de apă subtermală, centrele de erupție, zonele profund alterate și direcția curgerilor de ape putem face următoarele observații asupra tectonicii Munților Gurghiului; pe lîngă *linia de mare dislocație* — cu direcție nord-sud — de-a lungul căreia s-au înșirat centrele vulcanice de odinioară din lanțul vul-

canic, paralel sau perpendicular pe ea, s-au format nenumărate fracturi mai mici, care au servit drept căi de acces soluțiilor hidrotermale și care la rîndul lor au metamorfozat rocile. În afara acestei linii de mare dislocație, mai putem stabili încă două mai importante : una este *linia Mureșului*, dovedită prin apele subtermale de la Toplița și Sălard și prin numeroase izvoare de falie, mai ales în regiunea Lunca-Bradului. La această linie se pot observa de asemenea crăpături secundare (paralele și perpendiculare), în dreptul cărora unele sloiuri s-au surpat, dînd naștere depresiunilor mici de la Stînceni, Cădăreni și Lunca-Bradului (fig. 13).

Cealaltă este *linia Sălardului* cu direcția nord-sud, care la gura Seștinii se dirijează nord-vest — sud-est. Ea este pusă în evidență prin izvoarele de apă subtermală de la Seștina și Melegág și prin sisteme de fracturi secundare, care sînt vizibile la gura Sălardului. Se poate că, linia-Sălardului să se fi continuat și în căldarea Fîncel—Bătrîna, fiindcă în văile Fîncelului și Lăpușnei zonele mai puternic metamorfozate se leagă de această direcție, ba chiar și filoanele andezitice din valea Lăpușnei prezintă aceeași orientare.

Despre tectonica flancului vestic al Munților Gurghiului de nord nu ne putem forma o imagine mai exactă, deoarece materialul piroclastic acoperă totul pe o grosime considerabilă. Singura linie de dislocație, care s-ar putea presupune, este *linia Isticeului*. Probabil că tectonica acestei părți nici nu este așa de complicată (ca de exemplu partea vestică a Munților Gurghiului de sud), fiindcă zona diapirică se depărtează spre vest de bordura eruptivului.

Pînă în prezent deci, am putut da cîteva date petrografice cu privire la rocile eruptive masive din Gurghiul de nord și am putut trasa în linii mari structura și vulcanologia acestui masiv eruptiv mai puțin cunoscut. Însă au mai rămas și chiar s-au mai ivit numeroase probleme a căror dezlegare necesită încă cercetări detaliate, mai ales în ceea ce privește petrografia diferitelor faciesuri din Gurghiul de nord, precum și în privința paralelizării cu Masivul eruptiv al Călimanilor și al Gurghiului de sud.

Laboratorul de petrografie,
Universitatea „Babeș-Bolyai", Cluj

К ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ ИССЛЕДОВАНИЮ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОР ГУРГИУ

РЕЗЮМЕ

Автор приводит геологические и петрографические данные о массивных породах северной части гор Гургиу (рис. 3). В строении этого горного массива принимают участие: *кристаллические сланцы*, обнажающиеся на восточном фланге массива; верхнеолигоценовые, соответственно, миоценовые (останцы) и паннонские отложения на за-

падном его фланге; *интрузивная формация* (субвулканическая), присутствие которой остается еще под вопросом; *эффузивная формация*, представленная изверженным материалом гор Кэлиманъ: а) *фация Топлица*, сложенная туфами и андезитовыми (роговообманковыми) и базальтовыми брекчиями; б) *фация Тиху*, представленная брекчиями и потоками андезито-пироксеновых лав, и ее субфация Зебрак, представленная андезитовыми (гиперстэновыми) брекчиями. Материал, принесенный с гор Гургиу: а) *фация Зеспезеле*, сложенная андезитовыми (пироксеновыми) брекчиями (сильно обшлакованными); *б) фация Сэлэчел*, сложенная массивными брекчиями с псефитовыми (пироксеновыми) элементами черного, белого и красноватого цвета; в) *фация Бэтрына*, представленная андезитовыми лавами (представляющими объект настоящей работы) и брекчиями с преобладающим развитием центральной части участка; г) *туфовидные постэффузивные осадки*, представленные детритовыми аггломератами изверженного происхождения.

Изверженные массивные породы сконцентрированы в двух точках: в цирке Фынчел-Бэтрына и его окрестностях и на участке Жирка. По позиции, занимаемой этими породами выделяются две группы: нижняя и верхняя. Данные микроскопического исследования пород приведены на рис. 4. Полевые шпаты, входящие в состав различных типов пород, определялись на универсальном столике. Полученные данные приводятся в таблицах 1 и 2, включенных в текст работы. В результате анализа пород установлено, что в различных мелких проявлениях лав, расположенных на удалении одно от другого, но являющихся продуктом единой фазы излияния, повторяемость различных законов двойникования полевых шпатов остается почти неизменной. На основании этого был выработан метод исследования.

Данные нескольких химических анализов устанавливают принадлежность нижней группы пород на участке Жирка к анортозито-габброидальной магме Ниггли, а остальных пород — к пелейской, соответственно тоналитовой, магме.

На обоих участках породы указанных групп местами разрушены и претерпели явления пропилитизации, каолинизации, окварцевания и вкраплены пиритом. Пропилитизация и каолинизация являются двумя последовательными фазами единого процесса, окварцевание же развивалось параллельно первым двум. Зоны превращенных пород совпадают с зонами распространения минеральных источников, что подтверждает их тесную связь с этими последними.

На основании имеющихся данных предполагается, что начало вулканической деятельности на участке Жирка относится к концу олигоцена или к началу миоцена и достигло пароксизма в верхнем плиоцене. Вопрос образования цирка Фынчел — Бэтрына остается открытым, и в связи с этим выдвигаются различные гипотезы (заключительный взрыв, обвал, эрозия).

В исследованном районе прослеживается три наиболее важные линии разлома: крупная дислокационная линия меридионального простирания, линия по реке Муреш и линия по реке Сэлардул (рис. 5).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая геологическая карта северной части гор Гургиу. *1* — обнаженный кристаллический фундамент; *2* — олигоценовые, соотвественно миоценовые, отложения; *3* — нижняя группа пород; *4* — фация Топлица (брекчии и туфы); *5* — фация Топлица, перекрытая туфовидными послеэффузивными осадками; *6* — паннонские отложения; *7* — фация Тиху; 8 — субфация Зебрак; *9* — фация Леспезеле; *10* — фация Сэлэчел; *11* — массивные породы (андезиты) фации Сэлэчел; *12* — пирокласты фации Бэтрына; *13* — верхняя группа пород; *14* — послеэффузивные туфовидные осадки; *15* — центр извержения в Мэгурице.

Рис. 2. — Долина Магерашулуй. *1* — андезитовые брекчии; *2* — останец детритовых осадков в виде столба.

Рис. 3. — Позиция нижнего (*a*) и верхнего (*b*) потока лав в местности Бунеаса.

Рис. 4. — Петрографическая схема распространения массивных изверженных пород в северной части гор Гургиу. *1* — диоритпорфириты; *2* — роговообманковые андезиты (пунктиром — зоны разрушения); *3* — андезиты среднего состава (нижняя группа пород); *4* — пироксеновые андезиты (тип Гропшоара); *5* — пироксено-роговообманковые андезиты (тип Фынчел); *6* — пироксено-роговообманковые андезиты (тип Плумбу); *7* — пироксено-роговообманковые андезиты (тип Бунеаса); *8* — пироксено-роговообманковые андезиты (тип Дялул Кручей); *9* — пироксено-роговообманковые андезиты (тип Пьятра Капрей); *10* — пироксено-роговообманковые андезиты из Мэгура-Маре; *11* — пироксено-роговообманковые андезиты на гребне Креаста Струнджий; *12* — пироксеновые андезиты в местности Пояна Палтинулуй (верхняя группа пород); *13* — фация Леспезеле; *14* — фация Бэтрына (брекчии и туфы); *15* — андезитовые жилы; *16* — тектонические брекчии; *P* — пиритизация; *K* — каолинизация; *Q* — окварцевание; *D* — диаспор; *F* — флуорит.

Рис. 5. — Повторяемость законов двойникования в зависимости от содержания Ап и обнажения (нижняя группа пород на участке Фынчел — Бэтрына и Жирка). *1.* — гребень Ужердо; *2* — долина Лэпушна, высоты 970 м; *3* — отрог Смидий; *4* — истоки источника Лэпушна; *5* — долина Антон; *6* — отрог Бэтрыний; *7* — жила I Лэпушна; *8* — долина Зимброю; *9* — долина Сарка; *10* — Гропшоара; *11* — жила II Лэпушна; *12* — долина верхнего течения Еженовизей; *13* — долина Бунеаса; *14* — ручей Зимброю; *15* — жила Жирка Микэ; *16* — долина Жирка де Мижлок; *17* — долина Жирка Маре.

Рис. 6. — Повторяемость законов двойникования в зависимости от содержания Ап и обнажающихся пород (роговообманковые андезиты нижней гуппы пород на участке Фынчел — Бэтрына), *1* — гребень Ужердо; *2* — долина Лэпушна, высота 970 м; *3* — отрог Смидий; *4* — источники Лэпушна; *5* — долина Антон; *6* — жила Лэпушна I; *7* — долина Сарка; *8* — жила Лэпушна II.

Рис. 7. — Повторяемость законов двойникования в зависимости от содержания Ап и обнажающихся пород (верхняя группа пород на участке Фынчел — Бэтрына и Жирка). *1* — Пьятра Капрей (светло-серый андезит); *2* — долина Еженовизей, выс. 1303 м; *3* — Бунеаса; *4* — возвышенность Плумбул; *5* — вершина Бэтрына; *6* — местность Пояна Палтинулуй; *7* — гребень Струнджий; *8* — возвышенность Кручей и Ештена-Кручей; *9* — местность Пояна Мэгурий; *10* — вершина Мэгура Маре; *11* — гребень Палтинулуй; *12* — вершина Маре и Мик; *13* — вершина Фынчел; *14* — Пьятра Карпей (темносерые андезиты).

Рис. 8. — Диаграмма дифференциации по Ниггли.

Рис. 9. — Основные значения Ниггли. *1* — долина Жирка Микэ; *2* — вершина Мэгура Маре; *3* — долина Бэтрына; *4* — Гропшоара; *5* — гребень Ужердо — Дялул Кручей; *6* — отрог Смидий.

Рис. 10 — Катамолекулярные нормы (см. легенды к рис. 9).

Рис. 11. — Сводная схема испорченных минералов.

Рис. 12. — Схематический разрез на участке Бэтрына и дялул Кручий 1 — роговообманковые андезиты; *2* — пироксено-роговообманковые андезиты; *3* — андезитовые брекчии; *4* — лава типа Бунеаса; *5* — лава типа Дялуй Кручий.

Рис 13. — Схематическая тектоническая карта гор Гургиу. *M* — источники субтермальных вод; *B* — источники минеральных вод.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUES DES ROCHES ÉRUPTIVES DES MONTS GURGHIUL DE NORD

RÉSUMÉ

Dans ce travail l'auteur fournit des données géologiques et pétrographiques concernant les roches du massif de Gurghiul de nord (fig. 3). Les roches de ce massif comprennent :

— *Des schistes cristallins* sur le flanc oriental du massif ;

— *Des dépôts oligocènes supérieurs*, respectivement *miocènes* (en lambeaux) et *pannoniens* sur le flanc occidental ;

— Une *formation intrusive* (subvolcanique), dont l'existence est encore *problématique* ;

— Une *formation effusive* constituée par le matériel éruptif des Monts Căliman : a, *faciès de Toplița*, formé de tufs et de braccias andésitiques (à hornblende) et basaltiques ; b, faciès de Tihu constitué par des breccias et des écoulements de laves andésitiques (à pyroxènes) et c, le *subfaciès de Zebrac*, formé de breccias andésitiques (contenant beaucoup d'hypersthène) ;

— Un matériel provenu de Gurghiul : a, *faciès de Zespezele*, formé de breccias andésitiques à pyroxènes (très scoriacées) ; b, *faciès de Sălăul*, constitué par des breccias compactes à éléments pséphitiques (à pyroxènes) noirs, blancs, rougeâtres ; c, *faciès de Bătrîna*, formé de laves andésitiques (objet du travail), et de breccias qui prédominent dans toute la région centrale, d, *sédiments tuffoïdes posteffusifs*, formés d'agglomérés détritifs du matériel éruptif.

Les roches éruptives massives sont concentrées à deux endroits : dans ainsi qu'autour du cirque de Fîncel—Bătrîna et dans le secteur de Jirca. Selon les positions qu'elles occupent, ces roches ont été divisées en deux groupes : inférieures et supérieures. Les données de l'analyse microscopiques se trouvent dans la figure 4. Les feldspaths des divers types de roches ont été déterminés au moyen du plateau universel (Féodoroff). Les données obtenues sont reportées sur les tableaux 1 et 2. En analysant les roches, on a remarqué que, dans deux ou plusieurs lambeaux de lave, situés à diverses distances, mais appartenant à la même phase de débordement, le pourcentage de la fréquence des lois de macle des feldspaths se maintient à peu près constant. C'est en vertu de cette constatation que l'auteur a élaboré une méthode de recherches.

Il résulte des analyses chimiques effectuées que le groupe des roches inférieures se rapproche, dans le secteur de Jirca, plutôt du magma *anorthositogabbroïdique* de Niggli, tandis que les autres roches sont apparentées au magma *péléitique* respectivement *tonalitique*.

Les roches inférieures du groupe, dans les deux secteurs sont, en beaucoup d'endroits, altérées (propylitisées, caolinisées, silicifiées et imprégnées de pyrite). La propylitisation et la caolinisation sont deux phases consécutives d'un même processus, la silicification ayant lieu conco-

mitamment. Les zones d'altération coïncident avec les zones des sources d'eaux minérales, ce qui prouve qu'entre les deux phénomenes il doit y avoir une liaison étroite.

En vertu de ces données l' auteur suppose que le volcanisme a commencé, dans le secteur de Jirca, à la fin de l'oligocène ou au début du miocène, mais que les phases les plus importantes des éruptions n'ont eu lieu que dans le pliocène supérieur. La formation du cirque de Fîncel-Bătrîna est douteuse. Il y a autant d'arguments pour et contre en ce qui concerne l'explication de cette formation (dernière explosion, éboulement, érosion).

Dans la région, il y a trois lignes de dislocation plus importantes : la grande ligne de dislocation nord-sud, la ligne du Mureș et la ligne du Sălard (fig. 5).

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma géologique des Monts Gurghiul de nord. *1*, Fondement cristallin découvert ; *2*, dépôts oligocènes respectivement miocènes ; *3*, groupe des roches inférieures ; *4*, faciès de Topliţa (breccias et tufs) ; *5*, faciès de Topliţa recouvert de sédiments tuffoïdes posteffusifs ; *6*, dépôts pannoniens ; *7*, faciès de Tihn ; *8*, subfaciès de Zebrac ; *9*, faciès de Zespezele ; *10*, faciès de Sălăul ; *11*, roches massives (andésites) dans le faciès de Sălăul ; *12*, pyroclastites du faciès de Bătrîna ; *13*, groupe des roches supérieures ; *14*, sédiments tuffoïdes posteffusifs ; *15*, centre éruptif de Măguriţa.

Fig. 2. — Vallée de Magheruș *1*, Breccias andésitiques ; *2*, résidu du sédiment détritique sous forme de colonne.

Fig. 3. — Rapport entre les laves inférieure (*a*) et supérieure (*b*) à Băneasa.

Fig. 4. — Esquisse pétrographique des roches éruptives massives des monts Gurghiul de nord. *1*, Diorite-porphyrite ; *2*, andésites à hornblende (en pointillé, les zones d'altération) *3*, andésites mixtes (groupe des roches inférieures) ; *4*, andésites à pyroxènes (type Gropșoara) ; *5*, andésites à pyroxènes et à hornblende (type Fîncel) ; *6*, andésites et à hornblende et à pyroxènes (type Plumbul) ; *7*, andésites à hornblende et à pyroxènes (type Băneasa) ; *8*, andésites à hornblende et à pyroxènes (type Dealul Crucii) ; *9*, andésite à hornblende et à pyroxène (type Piatra Caprii) ; *10*, andésites à pyroxènes et à hornblende de Măgura Mare ; *11*, andésites à hornblende et à pyroxènes de Creasta Strungii ; *12*, andésites à pyroxènes de Poiana Paltinului (groupe des roches supérieures) ; *13*, faciès de Zespezele ; *14*, faciès de Bătrîna (breccias et tufs) ; *15*, filons andésitiques ; *16*, breccias tectoniques : *P*, pyritisations, *K*, kaolinisations ; *Q*, silicifications, *D*, diaspore, *F*, fluorine.

Fig. 5. — Fréquence des lois de macle en fonction de la teneur en An et de l'occurrence (andésites à hornblende des roches inférieures dans le secteur de Fîncel-Bătrîna et de Jirca). *1*, Crête d'Ujerdö ; *2*, vallé de Lăpușna, cote 970 m ; *3*, Piciorul Smidii ; *4* , origine de la source de Lăpușna ; *5*, vallée d'Anton ; *6*, Piciorul Bătrînii ; *7*, filon de Lăpușna I ; *8*, vallée de Zimbroiu ; *9*, Vallée de Sarka ; *10*, Gropșoara ; *11*, filon de Lăpușna II ; *12*, vallée supérieure d'Eszenyövizei ; *13*, vallée de Buneasa ; *14*, ruisseau Zimbroiu ; *15*, filon de Jirca Mică ; *16*, vallée de Jirca de Mijloc ; *17*, vallée de Jirca Mare.

Fig. 6. — Fréquence des lois de macle en fonction de la teneur en An et de l'occurence (andésites à hornblende des roches inférieures dans le secteur de Fîncel-Bătrîna) *1*, Crête d'Ujordö ; *2*, vallée de Lăpușna, cote 970 m ; *3*, Piciorul Smidii ; *4*, Source de Lăpușna ; *5*, vallée d'Anton ; *6*, filon de Lăpușna I ; *7*, vallée de Sarka ; *8*, filon de Lăpușna II.

Fig. 7. — Fréquence des lois de macle en fonction de la teneur en Mn et de l'occurence (roches supérieures dans les secteurs de Fîncel-Bătrîna et de Jirca), *1*, Piatra Caprei (andésite gris clair) ; *2*, vallée d'Eszenyövizei, cote 1303 m ; *3*, Buneasa ; *4*, Dealul Plumbului ; *5*, sommet de Bătrîna ; *6*, Poiana Paltinului ; *7*, Creasta Strungii ; *8*, Collines — Dealul Crucii et Esztena-Crucii ; *9*, Poiana Măgurii ; *10*, sommet de Măgura Mare ; *11*, Creasta Paltinului ; *12*, Vîrful Mare et Vîrful Mic ; *13*, sommet de Fîncel ; *14*, Piatra Caprii (andésite gris foncé).

Fig. 8. — Diagramme de différenciation selon Niggli.

Fig. 9. — Valeurs de base de Niggli *1*, Vallée de Jirca Mică ; *2*, sommet de Măgura Mare ; *3*, sommet de Bătrîna ; *4*, Gropşoara ; *5*, crête d'Ujerdö-Dealul Crucii ; *6*, Piciorul Smidii.

Fig. 10. — Normes de catamolécules. *1*, Vallée de Jirca Mare ; *2*, sommet de Măgura Mare ; *3*, sommet de Bătrîna ; *4*, Gropşoara ; *5*, crête d'Ujerdö-Kereszthegy ; *6*, Piciorul Smidii.

Fig. 11. — Esquisse récapitulative de l'altération des minéraux.

Fig. 12. — Esquisse d'un profil à travers Bătrîna et Dealul Crucii. *1*, Andésites à hornblende ; *2*, andésites à hornblende et à pyroxènes ; *3*, breccias andésitiques ; *4*, lave du type Buneasa ; *5*, laves du type Dealul Crucii.

Fig. 13. — Esquisse de carte tectonique des Monts Gurghiul. *M*. Sources d'eau subthermale ; *B* sources d'eaux minérales.

BIBLIOGRAFIE

1. GRIGORE I., *Studiul geologic şi petrografic asupra Munţilor Gurghiului*, Ed. ştiinţifică, Bucureşti, 1957.
2. HERBICH F., *Székelyföld föld- és öslénytani leirása*, Földt. Int. Evk., Budapesta, 1878.
3. KOCH A., *Az Erdélyrészi medence harmadkori képzödményei. Neogén csoport*, Budapesta, 1900.
4. MACOVEI G. şi ATANASIU I., *La zone interne du flysch dans la région des vallées de la Bistricioara et du Bicaz*, Assoc. Carp., 2ème Réunion en Roumanie, 1927.
5. STREMME H., *Über kaolinbildung*, Zeitschr. für prakt. Geol., 1908.
6. SZÁDECZKY J., *Munţii vulcanici Hărghita-Călimani*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1928, **XIV**.
7. SZENTPÉTERY Z. S., *Erdély eruptiv közetei*, Földt. Szemle, 1923, **I**, *3*.
8. TÖRÖK Z., *Raport asupra ridicărilor geologice efectuate în masivul eruptivului Călimanilor în vara anului 1948*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1949—1950, **XXXVII**.
9. — *A Görgényi és Sajó-völgyek közötti medenceszegély földtani viszonyai*, Muzeumi Füzet., 1945.
10. — *A maroshévizi medence tektonikai és vulkanológiai viszonyai*, Muzeumi Füzet., 1945.
11. TREIBER J., *A Görgényi hegység földtani szerkezetéröl*, A kolozsvári V. Babeş és Bolyai egyet. Közl., Term. — Tud. sor. 1957, **II**, *1—2*.
12. — *Studiul petrografic al formaţiunii subvulcanice în regiunea Zebracului (Munţii Călimani)*, Stud. şi cercet. şt. Cluj, **V**, *1—2*.

MŰSZAKI KÖNYVTÁR ORSZÁGOS 1883

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R. ÎN ANUL 1961

GEOLOGIE

ION ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din Romînia**, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei.

* * * **Cercetări de pedologie. Lucrările Conferinței de pedologie, București — septembrie 1958**, 679 p. + 20 pl., 34,20 lei.

GEOFIZICĂ

* * * **Probleme de geofizică, vol. I,** 274 p. + 9 pl., 13,70 lei.

GEOGRAFIE

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic**, 152 p. + 18 pl., 15,90 lei.

* * * **Probleme de geografie, vol. VIII**, 612 p. + 20 pl., 35,10 lei.

RECTIFICARE

La p. 48—49, în tabelul nr. 1, paleogenul va fi încadrat în rubrica Terţiar.

Cd. 2713 — Studii şi cercetări de geologie nr. 1/1962

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE*)

au apărut:

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei; nr. 3—4 duble, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16 lei);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei);
t. V, 1960, 4 n-re (a 9 lei);
t. VI, 1961, 4 n-re (a 9 lei).

Numerele curente se găsesc de vînzare la

LIBRĂRIA ACADEMIEI R.P.R.

Bucureşti, Calea Victoriei nr. 27, sau la orice librărie ştiinţifică din ţară.

Se pot comanda şi prin poştă la secţia „Cartea prin poştă" de pe lîngă Librăria Academiei R.P.R., sau la librăria

„CARTEA PRIN POŞTĂ"

Bucureşti, str. Biserica Enei nr. 16, raionul 30 Decembrie

Abonamentele se fac la oficiile poştale, agenţiile poştale, prin factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin Întreprinderea de stat pentru comerţ exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul: BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu: SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

I. P. 2 – c. 957

Lei 9.—

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

2
TOMUL VII
1962

studii şi cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

2

TOMUL VII

1962

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie și geografie; GR. RĂILEANU — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție.*

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 16.71.64

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VII, nr. 2 1962

SUMAR

Pag.

G. MURGEANU, L. CONTESCU şi N. MIHĂILESCU, Stratigrafia şi sedimentologia complexului marnelor roşii din bazinele văilor Dîmboviţa şi Ialomiţa, cu privire specială asupra limitei cretacic/paleogen 213

M. G. FILIPESCU şi G. ALEXANDRESCU, Repartiţia gresiilor grosiere şi a arcozelor cu feldspat roşu în cretacicul Carpaţilor Orientali 241

AL. V. GROSSU şi G. BALTAC, Limnocardiide cuaternare în depozitele Deltei Dunării 249

FL. MARINESCU, Două specii noi de *Ninnia* în meoţianul din Oltenia de vest (Bazinul dacic) 261

E. LITEANU şi C. GHENEA, Relaţii hidrogeologice şi hidrogeochimice între apele freatice şi apele lacurilor din Cîmpia Romînă orientală 275

DAN GIUŞCĂ, Observaţii asupra formaţiunilor cristaline şi metamorfismului de contact al granitelor din Masivul Highiş 319

G. CIOFLICA, C. LAZĂR şi GH. UDUBAŞA, Unele particularităţi structurale ale complexului filonian de la Stănija (Munţii Metaliferi) 329

DAN P. RĂDULESCU, Probleme ale vulcanismului terţiar în Munţii Călimani — Gurghiu—Harghita 355

H. KRÄUTNER şi FLORENTINA KRÄUTNER, Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a Masivului Poiana Ruscăi. II. Elementele minore 369

I. IMREH şi GABRIELA IMREH, Pirita şi mispichelul de la Baia-Borşa . . . 381

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome VII, nº 2 1962

SOMMAIRE

Page

G. MURGEANU, L. CONTESCU et N. MIHĂILESCU, Le complexe des marnes rouges dans les bassins de la Dîmbovița et de la Ialomița (stratigraphie et sédimentologie) et le problème de la limite Crétacé/Paléogène 213

M. G. FILIPESCU et G. ALEXANDRESCU, Répartition des grès grossiers et des arkoses à feldspath rouge dans le Crétacé des Carpates Orientales 241

AL. V. GROSSU et G. BALTAC, Limnocardiidés quaternaires dans les dépôts du delta du Danube 249

FL. MARINESCU, Deux espèces nouvelles de *Ninnia* dans le Méotien de l'ouest de l'Olténie (Bassin Dacien) 261

E. LITEANU et C. GHENEA, Relations hydrogéologiques et hydrogéochimiques entre les eaux phréatiques et les eaux des lacs de la Plaine Roumaine orientale 275

DAN GIUȘCĂ, Observations concernant les formations cristallines et le métamorphisme de contact des granites du massif de Highiș 319

G. CIOFLICA, C. LAZĂR et GH. UDUBAȘA, Quelques particularités structurales du complexe filonien de Stănija (monts Métallifères) 329

DAN P. RĂDULESCU, Problèmes du volcanisme tertiaire dans les monts Călimani—Gurghiu—Harghita 355

H. KRÄUTNER et FLORENTINA KRÄUTNER, Chimisme des gisements de fer de la partie orientale centrale du massif Poiana Ruscăi. II. Éléments mineurs 369

I. IMREH et GABRIELA IMREH, La pyrite et le mispickel de Baia-Borșa 381

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VII, № 2 1962

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Г. МУРДЖАНУ, Л. КОНТЕСКУ и Н. МИХЭИЛЕСКУ, Стратиграфия и седиментология комплекса красных мергелей бассейнов рек Дымбовица и Яломица, со специальным обзором границы мел/палеоген 213

М. Г. ФИЛИПЕСКУ и Г. АЛЕКСАНДРЕСКУ, Распределение грубозернистых песчаников и аркозовых песков с красным полевым шпатом в меле Восточных Карпат 241

АЛ. В. ГРОССУ и Д. БАЛТАК, Четвертичные лимнокардии в отложениях Дунайской дельты 249

ФЛ. МАРИНЕСКУ, Два новых вида Ninnia в меотическом ярусе западной Олтении (Дакийский бассейн) 261

Е. ЛИТЯНУ и К. ГЕНЯ, Гидрогеологическая и гидрогеохимическая связь между грунтовыми водами и озерными водами восточной Румынской равнины 275

Д. ДЖИУШКА, Относительно кристаллических образований и контактного метаморфизма гранитов в массиве Хигиш 319

Г. ЧИОФЛИКЭ, К. ЛАЗЭР и Г. Н. УДУБАША, Некоторые структурные особенности жильной системы месторождения Стэнижа (Рудные горы) 329

Д. П. РЭДУЛЕСКУ, Вопросы третичного вулканизма в горах Кэлимань-Гургиу-Харгита 355

Е. КРОЙТНЕР и ФЛОРЕНТИНА КРОЙТНЕР, Химизм месторождений железа на востоке центральной части массива Пояна Рускэй. II. Низшие элементы 369

И. ИМРЕХ и ГАБРИЕЛА ИМРЕХ, Пирит и миспикель из Байа-Борша 381

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

STRATIGRAFIA ŞI SEDIMENTOLOGIA COMPLEXULUI MARNELOR ROŞII DIN BAZINELE VĂILOR DÎMBOVIŢA ŞI IALOMIŢA, CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA LIMITEI CRETACIC/PALEOGEN

DE

ACADEMICIAN G. MURGEANU, L. CONTESCU şi N. MIHĂILESCU

Comunicare prezentată în şedinţa din 13 martie 1962

Cercetările întreprinse în ultimii ani, atît în domeniul sedimentaţiei marine epicontinentale, cît şi în acela al sedimentaţiei geosinclinale de tip alpin, asupra limitei dintre cretacic şi paleogen au cunoscut o dezvoltare apreciabilă.

Ca şi pentru alte regiuni de pe glob, şi în cazul Carpaţilor Orientali au fost emise două păreri, aceea a unei continuităţi de sedimentare între cretacic şi paleogen (19) şi aceea a unei întreruperi în procesul de depunere la limita dintre cele două sisteme (10).

În această ultimă ipoteză se admit implicit exondarea terenurilor cretacice, transgresiunea mării paleogene şi lipsa unor etaje.

Studiile asupra limitei cretacic/paleogen întreprinse pe flancul nordic al sinclinalului de Slănic au pus în evidenţă prezenţa unui nivel situat între marnele roşii de tip Gura-Beliei şi eocenul de Şotrile cenuşiu şi care este constituit din marne şi argile de culoare roşie-vişinie sau verzuie şi din rare strate de gresii subţiri. Microfauna acestui nivel de tranziţie litologică, neseparat încă din punct de vedere cartografic, cuprinde asociaţii care ar reprezenta danianul şi paleocenul (32), (35).

Mai la interior, depozitele cretacice şi paleogene constituie umplutura unor sinclinale care se aliniază între valea Dîmboviţei şi valea Doftanei (sinclinalele Rîu-Alb, Meişoare, Ferestre, Zlac, Talea, Lutu-Roşu). În zona acestor sinclinale interne, G. Murgeanu a descoperit numuliţi în microconglomeratele intercalate în marnele roşii şi vişinii de la Dosu-Stînii (izvoarele Rîului Alb) (20), D. Patrulius şi D. Jipa au găsit gresii cu numuliţi în marnele roşii de la obîrşia văii Calului şi a văii

Zlacului[1]), într-un teritoriu în care depozitele de Şotrile nu sînt prezente, iar N. Mihăilescu a pus în evidenţă în valea Mitoii (Lăicăi) un nou punct fosilifer cu numuliţi, de asemenea intercalat în marnele roşii.

Prezenţa rocilor cu numuliţi asociate cu marnele roşii a îndreptat atenţia asupra acestor depozite, considerate în totalitatea lor de vîrstă senonian superioară. Se contura întrebarea dacă nu cumva limita cretacic/paleogen nu trebuie căutată chiar în cuprinsul marnelor roşii (25).

Depozitele cretacic superioare au fost semnalate pentru prima oară de Gr. Ştefănescu (29), iar mai tîrziu au fost separate ca atare în bazinele văilor Dîmboviţa, Ialomiţa şi Prahova de către V. Popovici-Hatzeg (27), pe baza cîtorva exemplare de *Belemnitella hoeferi* Schloenb. găsite la Cotenești, Lăicăi, Pucheni şi Comarnic. V. Popovici-Hatzeg a atribuit senonianului întreg pachetul de marne cenuşii şi roşii situat între conglomeratele de Bucegi şi „faciesul de fliş al eocenului".

Mai tîrziu, G. Murgeanu[2]) a identificat prezenţa vraconianului şi cenomanianului în cadrul complexului marnos, superior conglomeratelor de Bucegi, iar în ultimii ani, cercetările întreprinse în bazinul văii Dîmboviţei au permis completarea coloanei stratigrafice a depozitelor cretacic superioare prin separarea turonianului şi a senonianului inferior şi superior (24).

În ceea ce priveşte paleogenul, V. Popovici-Hatzeg a menţionat existenţa a două faciesuri sincrone ale eocenului: faciesul numulitic (mai tîrziu eocenul de tip Albeşti—Cîndeşti) şi faciesul de fliş (eocenul de Şotrile de azi). Din lucrarea sa rezultă că între cretacicul superior şi eocen nu există continuitate de sedimentare, depozitele senoniene suportînd în discordanţă flişul eocen.

În 1926, pe baza cercetărilor întreprinse între valea Ialomiţei şi valea Bărbuleţului, este afirmată existenţa unei treceri gradate între cretacic şi paleogen şi deci posibilitatea prezenţei danianului şi paleocenului (19).

În urma cartării detaliate a depozitelor constituind umplutura sinclinalelor interne dintre valea Dîmboviţei şi valea Bizdidelului (fig. 1), au fost separate (mai întîi în bazinul văii Dîmboviţei)[3]) trei orizonturi în cadrul complexului „marnelor roşii senoniene": orizontul marnelor roşii inferioare (maastrichtian inferior), orizontul marnelor vărgate (maastrichtian superior şi danian) şi orizontul marnelor roşii superioare (paleocen). În baza flişului eocen a fost remarcat şi aici un orizont de trecere litologică între marnele roşii şi depozitele de Şotrile; imediat sub el apare în anumite puncte un microconglomerat cu numuliţi.

Subdiviziunile stabilite în „marnele roşii senoniene" din împrejurimile Lăicăilor s-au putut urmări apoi mai departe spre est, pînă în valea Bizdidelului.

---

[1]) G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu şi D. Jipa, *Raport geologic asupra cartărilor întreprinse pentru redactarea foii Cîmpulung, harta geologică a R.P.R. scara 1 : 100 000*, Arh. Com. geol., 1958.

[2]) Harta geologică a R.P.R. scara 1 : 500 000, foaia 5 a.

[3]) N. Mihăilescu, *Marnele roşii de ciment de la Lăicăi*, Arh. I.P.G.G., 1959.

STRATIGRAFIA COMPLEXULUI MARNELOR ROŞII ÎNTRE VALEA DÎMBOVIŢEI ŞI VALEA BIZDIDELULUI

A. DESCRIEREA ORIZONTURILOR

1. Orizontul marnelor roşii inferioare, cu o grosime de 60—120 m (care se reduce uneori pînă la 15—20 m), se poate urmări începînd din împrejurimile Lăicăilor şi pînă la obîrşia văii Măgurii, unde dispare sub depozitele orizontului marnelor vărgate. Marnele roşii inferioare reapar însă la Pucheni, luînd parte, împreună cu jumătatea superioară

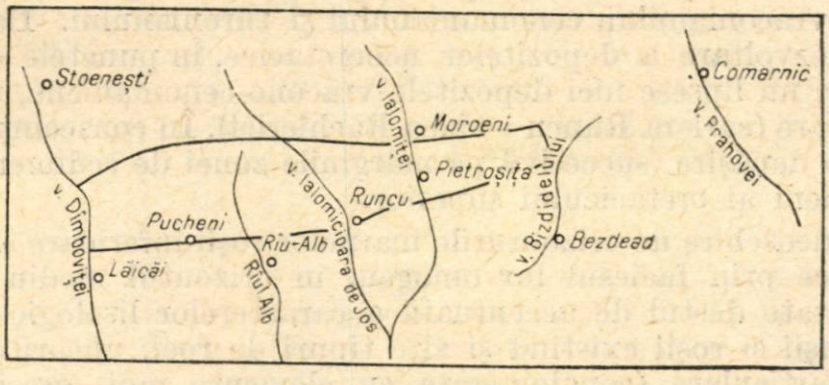


Fig. 1. — Schiţa regiunii cercetate (scara 1 : 500 000).

a complexului marnelor gresoase policolore (senonian inferior), la constituirea nucleului anticlinalului Pucheni. Mai spre est, orizontul marnelor roşii inferioare este bine dezvoltat în împrejurimile Brebului, cuprinzînd şi cîteva intercalaţii de gresii groase. În bazinul văii Ialomicioara de Jos (valea Homorîciului, valea Rachieriei, valea Clincioaia), orizontul marnelor roşii inferioare se dispune pe diferiţii termeni ai substratului imediat (gresii apţiene, gresii de Negriţa, marne nisipoase, cenuşii, vraconiene, marne dure, pătate, cenomaniene sau marne nisipoase policolore senonian inferioare).

Începînd din creasta ce separă valea Ialomicioara de Jos de valea Ţîţei spre est, orizontul descris nu mai apare pînă în valea Lupului (Pietroşiţa) şi în valea Zlacului, unde marnele roşii inferioare formează o bandă subţire ce mărgineşte sinclinalul Zlacului.

2. Orizontul marnelor vărgate are o grosime importantă, ce variază între 150 şi 200 m. Pe flancul nordic al sinclinalului Rîu-Alb continuitatea de sedimentare dintre cele trei orizonturi ale complexului marnelor roşii este evidentă. Începînd din Dealul Piatra Corbului (terminaţia estică a sinclinalului Rîu-Alb), fîşia de marne vărgate se dispune direct peste depozitele apţiene ale pintenului de Giurcu—Bărbuleţu şi ale prelungirii sale, anticlinalul Pietroşiţa [1]).

[1]) G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu şi D. Jipa, *Op. cit.*

Între izvoarele Văii Largi şi ale Rîului Alb, orizontul descris depăşeşte celelalte orizonturi ale cretacicului superior şi se aşterne pe complexul gresiei de Negriţa (albian). Din Dealul Gîlma Brebului spre est, reapar depozitele mai vechi vraconian-senonian inferioare, care se interpun între marnele vărgate şi gresia de Negriţa.

Orizontul mediu constituie cea mai mare parte a umpluturii sinclinalelor Ferestrele şi Zlacului, unde are ca substrat complexul gresiilor apţiene. În zona Muscelu—valea Calului (Moroieni) marnele vărgate se aştern însă şi pe stratele de Comarnic şi chiar pe stratele de Sinaia (Coama Muscelului).

Aşadar, orizontul mediu al complexului marnelor roşii depăşeşte în anumite zone, spre nord şi spre sud, orizontul inferior, ca şi diferiţii termeni ai vraconianului, cenomanianului şi turonianului. Dar în centrul zonei de dezvoltare a depozitelor neocretacice, în punctele de ridicare a structurilor, nu lipsesc nici depozitele vracono-cenomaniene, nici marnele roşii inferioare (cariera Runcu—valea Rachieriei). În consecinţă este vorba numai de o depăşire succesivă pe marginile zonei de sedimentare a diferiţilor termeni ai cretacicului superior.

Spre deosebire de orizonturile marnelor roşii inferioare şi superioare, caracteristice prin faciesul lor omogen, în orizontul mediu se remarcă o eterogenitate destul de accentuată a caracterelor litologice, alături de marne cenuşii şi roşii existînd şi alte tipuri de roci, uneori cu caractere cu totul particulare (conglomerate cu elemente moi, gresii, nisipuri). Conglomeratele cu elemente moi, gresiile şi nisipurile sînt puternic dezvoltate între Meişoare şi Brebu, ajungînd să substituie o mare parte a depozitelor marnoase.

3. Orizontul marnelor roşii superioare, măsurînd 30—50 m grosime, este constituit mai ales din marne argiloase (30—35% $CaCO_3$), de culoare roşie aprins, cu numeroase pete cenuşii-verzui. Stratificaţia pare ceva mai clară decît aceea a marnelor orizontului inferior.

Orizontul marnelor roşii superioare poate fi urmărit pe flancul nordic al sinclinalului Rîu-Alb, între valea Dîmboviţei şi creasta ce separă Rîu Alb de valea Ialomicioara de Jos. În schimb, pe ambele flancuri ale sinclinalului Meişoare—Brebu el nu poate fi separat, cu excepţia unei mici porţiuni situate la obîrşia văii Glodului (flancul sudic al sinclinalului).

Mai departe spre est, dincolo de valea Ialomicioara de Jos, orizontul marnelor roşii superioare apare sub forma unui petic de extindere redusă, situat în centrul sinclinalului Zlacului (cota 807).

Între orizontul marnelor roşii superioare şi flişul eocenului de Şotrile se interpune orizontul argilelor şi marnelor vişinii şi verzui cu rare intercalaţii de gresii subţiri, care se poate urmări şi el de-a lungul flancului nordic al sinclinalului Rîu-Alb, începînd din valea Dîmboviţei şi pînă la obîrşia văii Horoaia. De asemenea, el mai apare în Gîlma Brebului, înconjurînd ca o aureolă gresiile şi conglomeratele eocene ce constituie acest deal.

În baza orizontului argilelor şi marnelor vişinii şi verzui apar uneori microconglomerate cu numuliţi şi alte fragmente organice, de 10—20 cm grosime (valea Mitoii la Lăicăi, rîpa Vîrfureni la Pucheni). Aceste microconglomerate nu au însă o dezvoltare continuă. În împrejurimile Puchenilor, pe ambii versanţi ai Văii Largi, a putut fi pus în evidenţă, la limita între orizontul marnelor roşii superioare şi orizontul argilelor şi marnelor vişinii şi verzui, un nivel de conglomerate cu elemente moi, de 1—2 m grosime. Elementele marnoase roşii din acest nivel cuprind o asociaţie microfaunistică ce caracterizează partea inferioară a maastrichtianului (*Globotruncana fornicata*, *G. lapparenti*, *Heterohelicidae* etc.). În asemenea condiţii, microconglomeratele cu numuliţi şi conglomeratele cu elemente moi ar putea reprezenta împreună un acelaşi nivel, înlocuindu-se reciproc.

B. VARIAŢIILE DE FACIES ALE ORIZONTURILOR

Orizonturile descrise se pot urmări în toată regiunea studiată, deşi separarea lor întîmpină uneori dificultăţi.

O situaţie particulară este însă aceea de pe flancurile sinclinalului Meişoare—Brebu. Am arătat că aici nu apar decît sporadic marnele roşii superioare (la Meişoare) şi argilele vişinii şi verzui (la Gîlma Brebului). Interpretarea cea mai simplă ar fi aceea a depăşirii marnelor roşii superioare de către flişul de Şotrile. De altfel, pe flancurile acestui sinclinal diversele orizonturi ale cretacicului superior ajung să repauzeze rînd pe rînd pe unul şi acelaşi substrat constituit din complexul gresiei de Negriţa (albian), adică procesul a fost acelaşi şi pentru terenurile inferioare maastrichtianului. Totuşi această presupunere nu explică în mod satisfăcător situaţia de la Dosu-Stînii şi din bazinul Văii Largi.

Într-adevăr, G. Murgeanu (20) a găsit la Dosu-Stînii exemplare de numuliţi într-un microconglomerat intercalat în marne roşii. Revăzînd de curînd situaţia din acest punct, am ajuns la concluzia că aici ne aflăm în prezenţa unor marne roşii şi cenuşii, cu spărtură concoidală, bine stratificate, ce nu pot fi comparate decît cu acelea ale orizontului mediu al complexului marnelor roşii. Pe alocuri însă, aspectele sînt foarte asemănătoare fie cu cele ale marnelor roşii superioare (sud de poiana Găvana), fie cu cele ale argilelor şi marnelor vişinii şi verzui (între poiana Merii lui Vlad şi Dosu-Stînii); uneori apar şi conglomerate cu elemente moi. În aceste depozite avînd caractere litologice comune atît marnelor vărgate cît şi marnelor roşii superioare şi argilelor vişinii se găsesc intercalaţii de gresii şi microconglomerate cu trovanţi, conţinînd numeroase resturi organice, printre care şi numuliţi. Aspectul litologic al microconglomeratelor de la Dosu-Stînii este identic cu acela al microconglomeratelor cu numuliţi de la Lăicăi.

Trebuie admis deci că la Dosu-Stînii avem de-a face cu o schimbare de facies a orizontului marnelor roşii superioare şi a argilelor şi marnelor vişinii şi verzui. Asociaţia micropaleontologică din marnele roşii şi vişinii de la poiana Merii lui Vlad situate sub microconglomeratele cu numuliţi de la Dosu-Stînii indică prezenţa paleocenului.

Cu alte cuvinte, pe flancurile sinclinalului Meişoare—Brebu, lipsa marnelor roşii superioare şi a argilelor vişinii şi verzui se poate explica prin substituirea lor de către faciesul marnelor vărgate, a căror sedimentare a continuat aici pînă în ypresian cel puţin (avînd în vedere numulitii de la Dosu-Stînii). O dovadă în acest sens ar fi caracterul mult mai puţin tipic al faciesului marnelor vărgate şi existenţa în cadrul lui a unor aspecte litologice „eocenice".

Prezenţa în matricea marnoasă a conglomeratelor cu elemente moi de pe Valea Largă (poiana Buturoaia) a globigerinelor şi globorotaliilor dovedeşte că depunerea acestui tip litologic, de cele mai multe ori cuprins în orizontul mediu, a continuat pe alocuri şi în timpul danianului şi paleocenului. Am menţionat de altfel existenţa unui astfel de conglomerat pe flancul de nord al sinclinalului de Rîu-Alb, situat imediat sub orizontul argilelor şi marnelor vişinii şi verzui.

Acelaşi este cazul marnelor vărgate de la Muscelu—valea Calului unde, între ele, se găseşte o intercalaţie de gresii cu numuliţi.

C. VÎRSTA ORIZONTURILOR

Pe teritoriul cercetat de noi au fost găsite numai belemnitelle. V. Popovici-Hatzeg citează primele exemplare la Cotenești, Lăicăi şi Pucheni; din nefericire este greu de spus astăzi care anume orizont al marnelor roşii i-a furnizat aceste forme.

Dacă macrofauna nu oferă decît puţine date, în schimb microfauna complexului marnelor roşii este bogată în exemplare şi variată în genuri şi specii. Ne vom referi aici la cîteva din rezultatele studiului micropaleontologic întreprins asupra complexului marnelor roşii din bazinele văilor Dîmboviţa şi Ialomiţa de către M. Tocorjescu (33).

În orizontul marnelor roşii inferioare se individualizează o bogată asociaţie de globotruncane (*Globotruncana lapparenti*, *G. arca*, *G. fornicata*, *G. plicata*, *G. conica*, *G. stuarti*), la care se adaugă în unele cazuri numeroase heterohelicide. Asociaţia este caracteristică maastrichtianului, dar nu trebuie exclusă şi posibilitatea prezenţei părţii terminale a campanianului.

Orizontul mediu, al marnelor vărgate, cuprinde două zone micropaleontologice. În cea inferioară frecvenţa globotruncanelor scade simţitor, uneori chiar pînă la dispariţie. În asociaţie cu globotruncanele menţionate din orizontul inferior, se află şi *Abathomphalus mayaroensis*, formă foarte frecventă în partea cu totul superioară a maastrichtianului. Se mai remarcă o creştere a ponderii aglutinantelor. Acestea devin dominante în zona micropaleontologică superioară a orizontului marnelor vărgate, unde globotruncanele lipsesc (în afară de formele remaniate). Pe lîngă numeroasele foraminifere aglutinante îşi fac apariţia şi globigerinele cu caractere terţiare (*Globigerina triloculinoides*, *G. finlay*, *G. steinforthi*, *G.* cf. *linaperta*, *G. hornibrooki*). Cele mai multe din speciile de globigerine menţionate se găsesc în depozitele daniene de la Faxe (5).

În orizontul marnelor roşii superioare, pe lîngă unele specii de globigerine care persistă din orizontul atribuit danianului, se face remarcată

o adevărată erupţie a globorotaliilor, deosebindu-se două zone : una inferioară cu *Globorotalia crassata* şi alta superioară cu *Globorotalia marginodentata*. M. T o c o r j e s c u este de părere că zona cu *Globorotalia marginodentata* ar putea reprezenta ilerdianul definit de L. H ö t t i n g e r şi H. S c h a u b (12). Se admite astăzi că dezvoltarea puternică a globorotaliilor are loc începînd cu paleocenul.

Rezultă că în complexul marnelor roşii se găsesc cuprinse maastrichtianul, danianul şi paleocenul.

Deasupra acestui complex urmează orizontul argilelor şi marnelor vişinii şi verzui, care conţine numeroase exemplare de *Globorotalia aragonensis* şi *G. crassaformis*, specii frecvente în ypresianul superior şi în luteţian. Formele de numuliţi din nivelul microconglomeratic situat între marnele roşii superioare şi argilele şi marnele vişinii şi verzui sînt caracteristice, după G. B o m b i ţ ă, pentru ypresianul superior şi luteţian.

Se constată astfel că, din punct de vedere litologic, danianul nu poate fi separat de maastrichtianul superior, ambele etaje fiind cuprinse în orizontul marnelor vărgate. În schimb, pragul bionomic marcat de brusca dezvoltare a globorotaliilor corespunde şi cu o schimbare a aspectului litologic (limita dintre marnele vărgate şi marnele roşii superioare).

O problemă foarte importantă care priveşte orizonturile marnelor roşii este aceea a posibilităţii remanierii microfaunei. Cele mai frecvente cazuri de remaniere se constată în marnele vărgate (asociaţii turoniene şi senonian inferioare împreună cu asociaţii din maastrichtianul superior, din danian sau paleocen).

În anumite cazuri, este posibilă diagnosticarea formelor remaniate pe cale directă (testuri erodate sau deformate, foraminifere de culoare roşcată în marne cenuşii, amestec de specii sau genuri de vîrste mult diferite). În altele însă, trebuie recurs la un diagnostic indirect (strat cu microfaună mai veche deasupra unui strat cu microfaună mai nouă, microfaune de vîrste diferite în două puncte de colectare a aceluiaşi strat etc.).

Mecanismul remanierii rămîne însă de cele mai multe ori obscur. În orice caz, remanierea nu trebuie să devină un argument comod pentru a eluda chestiuni mult mai spinoase (persistenţa unor anumite genuri şi specii, variaţii de facies, complicaţii tectonice nebănuite).

STUDIUL SEDIMENTOLOGIC AL COMPLEXULUI MARNELOR ROŞII

În cadrul complexului marnelor roşii, datele sedimentologice cele mai interesante sînt acelea ce provin din studiul chemofaciesului (6), întrucît caracterele litologice şi stratonomice ale orizonturilor sînt relativ uniforme. Singurul orizont mai variat din punct de vedere sedimentografic este acela al marnelor vărgate.

De aceea vom acorda o atenţie deosebită chemofaciesului complexului marnelor roşii, iar în ceea ce priveşte litofaciesul şi stratofaciesul, ne vom referi în nota de faţă numai la acelea ale orizontului marnelor vărgate.

A. CHEMOFACIESUL

Pe baza analizelor chimice privind cele trei orizonturi ale complexului marnelor roşii, precum şi orizontul argilelor vişinii şi verzui [1]), am construit diagrame de variaţie a conţinutului în diverse elemente pentru fiecare orizont (fig. 2). Din studiul comparativ al curbelor de frecvenţă a elementelor rezultă următoarele :

— Curbele CaO, CO_2 şi $CaCO_3$ au o alură cu totul asemănătoare, ceea ce înseamnă că în rocile analizate cea mai mare parte a calciului se găseşte sub formă de carbonat.

— Şi între curbele SiO_2 şi Al_2O_3 asemănările sînt evidente, ceea ce denotă asocierea lor frecventă sub formă de silicaţi.

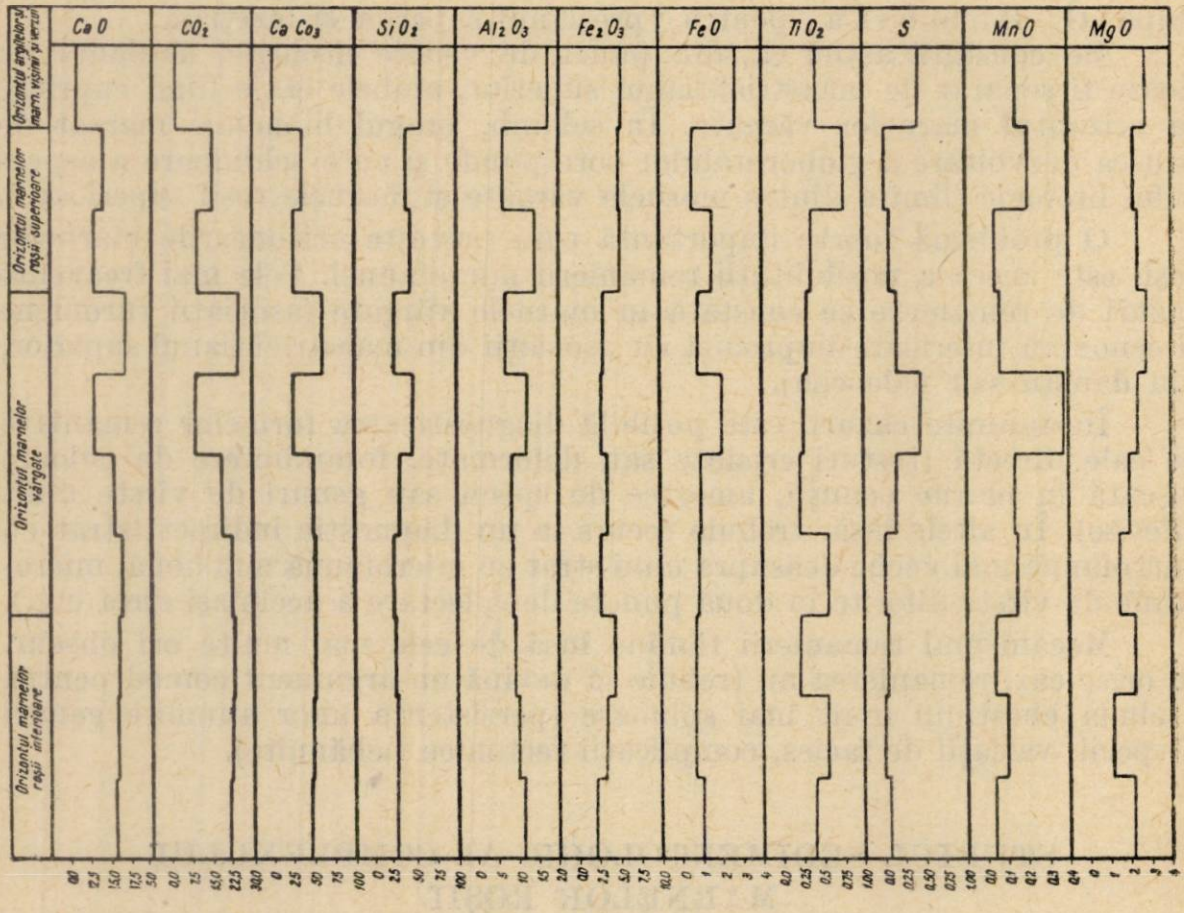


Fig. 2. — Diagrame reprezentînd variaţia conţinutului în diferite elemente din orizonturile complexului marnelor roşii.

— Între curbele de variaţie ale Fe_2O_3 şi FeO nu se poate stabili nici o legătură. În schimb, curbele SiO_2, Al_2O_3 şi FeO sînt asemănătoare.

— Acolo unde se observă o creştere a conţinuturilor în SiO_2 şi Al_2O_3 se observă o scădere a conţinutului în $CaCO_3$.

[1]) Analizele chimice au fost efectuate în laboratoarele Întreprinderii de prospecţiuni a Comitetului geologic.

— Curbele TiO_2 şi MnO sînt comparabile, mai ales pe anumite porţiuni, conţinuturile în aceste elemente variind în acelaşi sens.

— De asemenea conţinuturile în S şi MgO variază în mod asemănător.

— Conţinuturile în TiO_2 şi MnO variază în mod invers cu acelea în S şi MgO. Manganul şi titanul sînt elemente ce au o origine continentală, pe cînd sulful şi magneziul caracterizează în special mediul marin.

— Variaţia independentă a conţinutului în TiO_2 şi MnO în raport cu aceea a SiO_2 şi Al_2O_3 arată că primele elemente nu par a fi asociate în mod frecvent cu silicaţii.

În ceea ce priveşte evoluţia conţinuturilor medii în diferite elemente de la orizont la orizont, se pot constata cîteva fapte (fig. 3):

— Cantitatea de $CaCO_3$ scade de la bază către partea superioară a seriei.

— Cantitatea de SiO_2 şi Al_2O_3 creşte în acelaşi sens.

— De asemenea creşte cantitatea de Fe_2O_3, FeO, MgO şi S.

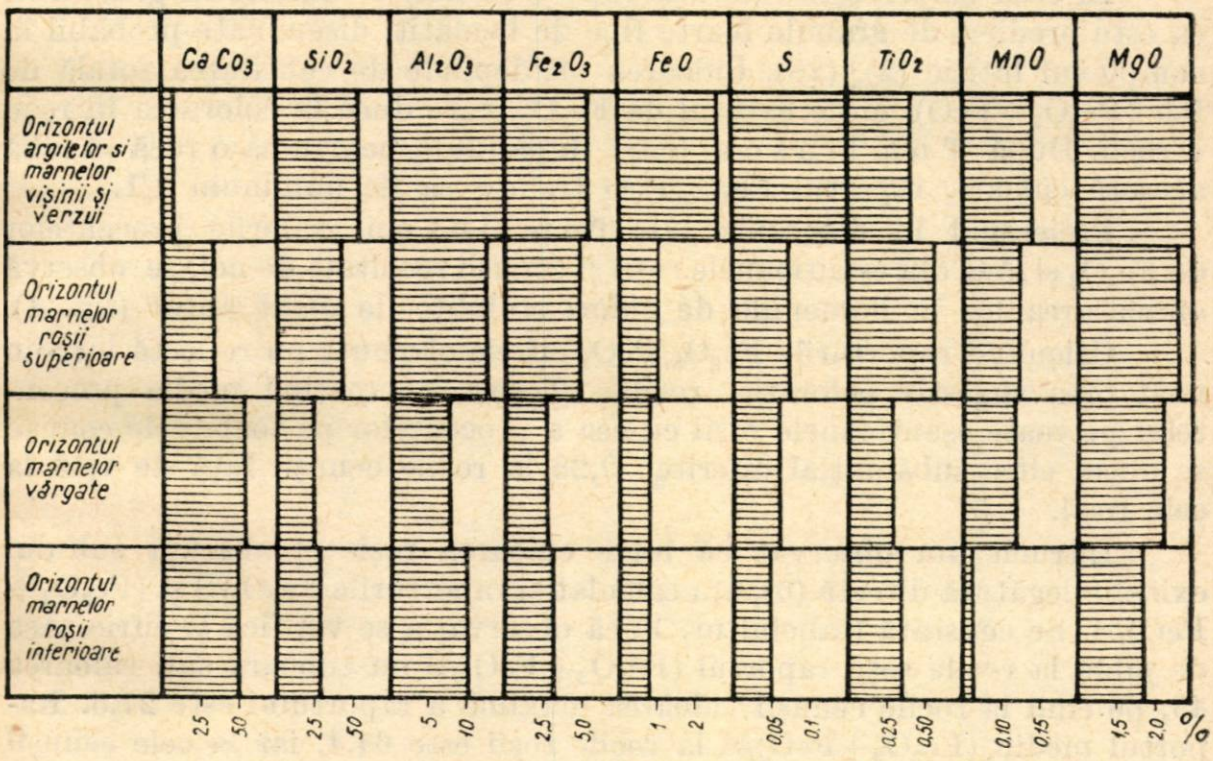


Fig. 3. — Evoluţia conţinuturilor medii în diferite elemente din orizonturile complexului marnelor roşii.

— Cantitatea cea mai mare de $CaCO_3$ şi cea mai mică de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 şi TiO_2 se înregistrează în orizontul marnelor vărgate. Orizontul argilelor şi marnelor vişinii şi verzui are un caracter net terigen.

— Dacă între orizontul marnelor roşii inferioare şi acela al marnelor vărgate contrastele în diferitele conţinuturi sînt absente sau foarte reduse, între acest din urmă orizont şi acela al marnelor roşii superioare contrastele de chemofacies sînt mult mai vizibile. O limită tranşantă

este marcată de conținutul în $CaCO_3$, care scade de la aproximativ 50% la ceva mai mult de 25%. Procentele de SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3 și TiO_2 cresc destul de brusc. În același timp se poate constata că deși litofaciesul și stratofaciesul orizontului superior de marne roșii sînt foarte asemănătoare cu cele ale orizontului inferior, chemofaciesul diferă însă considerabil (scăderea pronunțată a cantității de $CaCO_3$ și creșterea aportului de compuși terigeni la orizontul marnelor roșii superioare). Din acest punct de vedere se face remarcată și existența unui prag chimic la limita cretacic/paleogen.

În cadrul orizontului marnelor vărgate se observă că la lutitele intercalațiilor de fliș chemofaciesul este întrucîtva diferit de cel al lutitelor obișnuite din acest orizont. Scade mult cantitatea de $CaCO_3$, crește aceea de Al_2O_3, SiO_2, FeO, S, MnO. Această diferență în conținutul unor elemente ar putea constitui un indiciu pentru o origine diferită a unei părți din material.

În ceea ce privește coloratia roșie a rocilor, se admite în general că ea este produsă de granule foarte fine de hematit, diseminate probabil în complexul lutitic (2), (28). Culoarea nu depinde de cantitatea totală de fier (Fe_2O_3+FeO), ci de excesul de Fe_2O_3, care duce la colorarea în roșu a rocii. După T o m l i n s o n (citat după (26)), pentru ca o rocă să aibă această culoare, raportul Fe_2O_3/FeO trebuie să fie minimum 2/1.

Proiectînd în diagrama lui T o m l i n s o n valorile procentelor de Fe_2O_3 și FeO din eșantioanele roșii și cenușii recoltate de noi, se observă amplasarea lor în domeniile de culori stabilite de acest autor (fig. 4).

Calculînd raporturile Fe_2O_3/FeO, cifrele obținute nu reflectă într-un mod prea sugestiv coloratia rocilor. Totuși, comparînd media procentelor pe toate eșantioanele roșii cu cea a procentelor pe toate cele cenușii se obțin cifre substanțial diferite : 2,28 la rocile cenușii față de 4,40 la cele roșii.

Întrucît am observat că între culoarea roșie și absența sulfului există o legătură directă (6), am calculat și raporturile Fe_2O_3/S și (Fe_2O_3+FeO)/S. Se constată (tabelul nr. 1) că observația se verifică și cifric. Așa de pildă la rocile roșii raportul (Fe_2O_3+FeO)/S nu coboară sub valoarea 45, pe cînd la rocile cenușii valoarea maximă a raportului este 27,5. Raportul mediu (Fe_2O_3+FeO)/S la rocile roșii este 64,4, iar la cele cenușii 19,8. Pentru raportul mediu Fe_2O_3/S valorile sînt 49,5 la eșantioanele roșii și 13,7 la cele cenușii.

Se poate spune așadar că, cel puțin în cazul examinat de noi, raportul dintre procentul de fier (reprezentînd cantitatea de material posibil roșu introdus în bazin) și procentul de sulf (ce materializează cantitatea posibilă de substanță organică) redă destul de fidel coloratia rocilor. Se confirmă și pe această cale că raportul dintre oxizii de fier și materia organică reprezintă factorul dominant în determinarea culorii rocilor (31), (34).

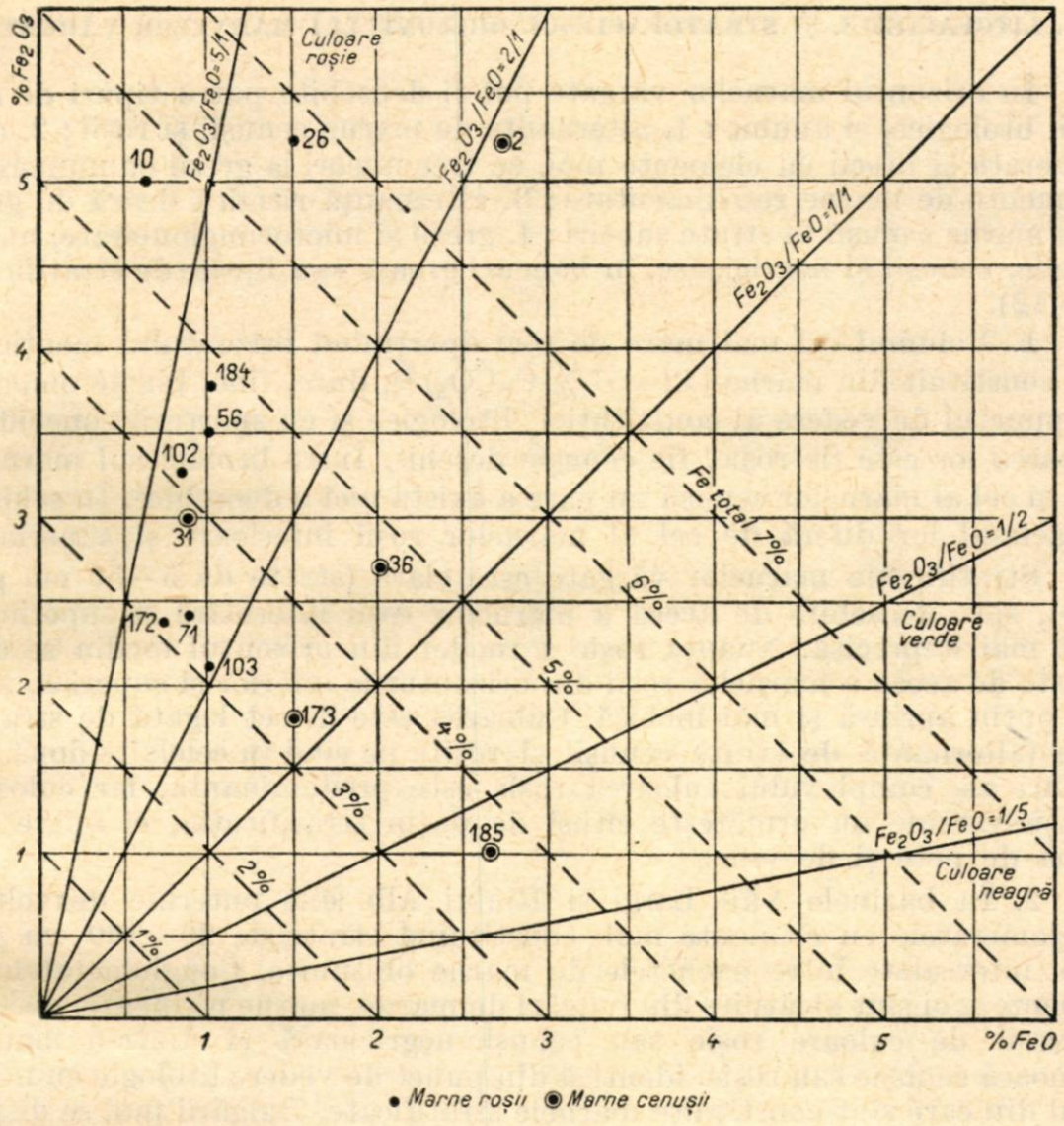


Fig. 4. — Proiecția conținutului procentual de Fe_2O_3 și FeO din probele analizate (diagrama Tomlinson).

Tabelul nr. 1

Relațiile dintre culoarea marnelor și raportul oxizi de fier/sulf

Proba (culoare cenușie)	$\frac{(Fe_2O_3+FeO)}{S}$	$\frac{Fe_2O_3}{S}$	Proba (culoare roșie)	$\frac{(Fe_2O_3+FeO)}{S}$	$\frac{Fe_2O_3}{S}$
2	20,0	13,3	26	112,3	87,5
31	27,5	21,4	56	36,7	28,5
36	11,1	6,4	88	61,8	52,4
			103	46,8	29,8
Raport mediu	19,8	13,7	raport mediu	64,4	49,5

B. LITOFACIESUL ŞI STRATOFACIESUL ORIZONTULUI MARNELOR VĂRGATE

În orizontul marnelor vărgate pot fi deosebite patru tipuri de asociaţii litologice, şi anume : 1. alternanţe de marne cenuşii şi roşii ; 2. conglomerate şi brecii cu elemente moi, ce trec uneori la gresii cu numeroase fragmente de marne resedimentate ; 3. alternanţă ritmică deasă de gresii şi de marne cenuşii în strate subţiri ; 4. gresii şi microconglomerate, uneori friabile, cenuşii şi negricioase, în bancuri groase sau lipsite de stratificaţie (fig. 12).

1. Volumul cel mai mare de roci aparţinînd orizontului menţionat este constituit din marne (42—57% $CaCO_3$) [1]), dure, fine, foarte omogene din punctul de vedere al constituţiei litologice şi cu spărtură concoidală. Culoarea lor este fie roşie, fie cenuşie deschis. Între litofaciesul marnelor roşii şi cel al marnelor cenuşii nu pare a exista nici o deosebire. În schimb, litofaciesul lor diferă de cel al marnelor roşii inferioare şi superioare.

Stratificaţia marnelor vărgate este clară (strate de 5—50 cm grosime), spre deosebire de aceea a marnelor roşii inferioare şi superioare, mult mai imprecisă. Nuanţa roşie a rocilor din orizontul mediu se deosebeşte de aceea a marnelor roşii din orizonturile inferior şi superior, fiind mai puţin aprinsă şi mai închisă. Culoarea este direct legată de stratificaţie (alternanţă de strate cenuşii şi roşii), pe cînd în celelalte două orizonturi ale complexului culoarea roşie este predominantă, iar culoarea cenuşie-verzuie nu urmăreşte cîtuşi de puţin stratificaţia, ci apare sub formă de pete şi de vine.

2. În bazinele Văii Largi şi Rîului Alb sînt puternic dezvoltate conglomeratele cu elemente moi, constituind strate de 20—100 cm grosime, intercalate între pachetele de marne obişnuite. Conglomeratele cu elemente moi sînt alcătuite din bulgări de marne, marne nisipoase, nisipuri şi gresii de culoare roşie sau cenuşie-negricioasă şi dintr-o matrice marnoasă cenuşie sau roşie, identică din punct de vedere litologic cu materialul din care sînt constituite marnele stratificate. Bulgării moi se dispun haotic, fără o aşezare preferenţială. În general au o formă elipsoidală, uneori subangulară, cu dimensiuni variind între 15 × 10 şi 3 × 1 cm (pl. I, fig. 14).

Se poate observa că există o legătură între constituţia litologică a galeţilor moi şi natura substratului imediat pe care se dispune orizontul marnelor vărgate. Acolo unde substratul este reprezentat prin complexul gresiei de Negriţa, numeroşi galeţi sînt alcătuiţi din nisipuri şi gresii friabile negricioase, argiloase. În schimb, în punctele în care conglomeratele se dispun pe depozite cretacic superioare, elementele sînt constituite mai ales din marne nisipoase roşii-violacee sau cenuşii-verzui cu *Rotalipora appenninica* şi *R. reicheli* (vraconian-cenomanian), gresii şi marne nisipoase roşii (complexul marnelor nisipoase policolore santonian-campaniene), marne roşii cu *Globotruncana lapparenti*, *G. arca*, *G. fornicata* etc. (maastrichtian inferior).

---

[1]) Analizele calcimetrice au fost efectuate de C. Vinogradov.

În matricea marnoasă a acestor conglomerate se găsesc diferite specii de globotruncane care caracterizează partea superioară a maastrichtianului (*Globotruncana stuarti*, *G. conica* şi mai ales *Abathomphalus mayaroensis*) şi uneori globigerine şi globorotalii din danian şi paleocen.

Rezultă din acestea că ruditele descrise s-au format probabil ca urmare a desprinderii şi rostogolirii unor bucăţi din substratul încă slab consolidat de-a lungul unui taluz.

3. Succesiunea de tip fliş (alternanţă ritmică deasă de arenite şi lutite) apare numai în regiunea Lăicăi—Meişoare. Cea mai bună deschidere este aceea de pe valea Glodului (pl. I, fig. 13).

a) Litofacies. Arenitele, reprezentate prin gresii fine şi omogene, sînt constituite dintr-o fracţiune clastică şi dintr-o matrice lutitică, uneori micacee. Caracterul macroscopic cel mai pregnant al arenitelor îl constituie prezenţa biotitului.

La microscop, în afară de biotit, ceilalţi constituienţi clastici sînt în ordinea frecvenţei: fragmentele de roci, cuarţul, micele şi feldspaţii (pl. IV, fig. 19 şi 20; pl. V, fig. 21 şi 22; pl. VI, fig. 23 şi 24).

În categoria fragmentelor de roci intră: cuarţitele, gnaisele, micaşisturile şi, foarte rar, calcarele. Au fost considerate cuarţite toate granulele constituite din mai multe cristale de cuarţ, cu orientare optică diferită. Fragmentele de gnaise şi de micaşisturi sînt formate dintr-un agregat de cristale de cuarţ, feldspaţi şi mice.

Feldspaţii nu sînt frecvenţi, în schimb micele, mai ales muscovitul, apar într-un procent mai ridicat.

Compoziţia mineralogică procentuală a arenitelor este reprezentată în diagramele triunghiulare MLQ (26) şi QFR (8). Se observă că în diagrama MLQ rocile analizate se plasează în domeniul grauwackelor, pe cînd în diagrama QFR (în care matricea nu figurează printre parametrii luaţi în consideraţie) eşantioanele se plasează în domeniul arenitelor labile litice (fig. 5). Ambele diagrame atestă gradul de maturitate scăzut al rocilor [1]).

În ceea ce priveşte rotunjimea, granulele pot fi încadrate mai ales în categoriile „subangular" şi „subrotunjit" (26).

Lutitele secvenţei de fliş sînt asemănătoare celor obişnuite ale orizontului din care fac parte, dar par să conţină o cantitate crescută de material detritic mai grosier. Analiza chimică arată un conţinut mai scăzut de $CaCO_3$ (25—30%) decît cel al marnelor roşii şi cenuşii aparţinînd orizontului mediu, ceea ce duce la încadrarea lor în categoria marnelor argiloase.

b) Stratofacies. Din ritmogramă (fig. 6) reiese caracterul ritmic binar al succesiunii, iar histogramele (fig. 7) privind repartiţia grosimii stratelor arată o predominare a clasei 1—2 cm. Se observă că la lutite repartizarea în clase este mai omogenă decît la arenite.

---

[1]) Considerăm că nu este cazul să facem aici o discuţie asupra semnificaţiei genetice a grauwackelor sau a criteriilor de clasificare a rocilor clastice.

Gresiile din succesiunea de tip fliş sînt prevăzute uneori cu mecanoglife de curent. Cele mai frecvente sînt turboglifele („flute-casts"), de obicei de dimensiuni reduse; uneori morfologia lor nu este prea tipică. Printre urmele datorite acţiunii erozive a curenţilor se numără şi cîteva mecanoglife în formă de potcoavă („crescent-casts"). În categoria mecanoglifelor produse prin acţiunea de ciocnire, zgîriere sau înfigere a obiectelor transportate de curenţi se încadrează urmele de tip „bounce-casts", „brush-casts", „prod-casts" şi „skip-casts" găsite pe faţa inferioară a arenitelor din valea Glodului (pl. II, fig. 15 şi 16; pl. III, fig. 17 şi 18). Tot aici au fost identificate urme de tip „rill-casts" şi numeroase liniaţii de tip „groove-casts".

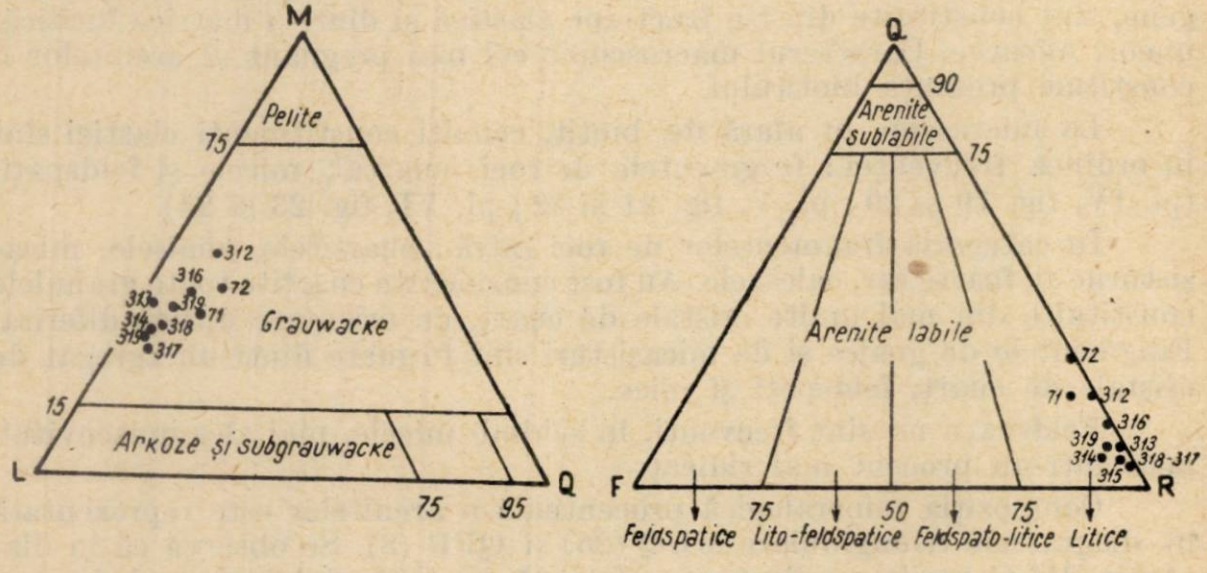


Fig. 5. — Proiecţia compoziţiei mineralogice a arenitelor din succesiunea de tip fliş şi din succesiunea de gresii în bancuri groase a orizontului marnelor vărgate.
M, Liant (matrice şi ciment); *L*, labile; *Q*, cuarţ; *F*, feldspat; *R*, fragmente de roci.

În afară de succesiunea de fliş de pe valea Glodului, de la „Cruci" şi de pe valea Mitoii, la baza stratelor marnoase vărgate obişnuite ale orizontului mediu se găsesc uneori strate subţiri de gresii. Acolo unde gresiile sînt mai net individualizate (Lăicăi, Rîu-Alb, valea Voievozilor, valea Ialomiţei), succesiunea capătă un aspect flişoid.

4. În sfîrşit, un ultim tip de succesiune aparţinînd orizontului mediu al complexului marnelor roşii îl constituie gresiile în bancuri groase. Ele se localizează numai între Valea Largă şi valea Rîului Alb şi în special la limita orizontului mediu cu complexul gresiei de Negriţa (Dosu-Stînii, Rîu-Alb, poiana Buturoaia).

Consistenţa şi gradul de cimentare ale gresiilor sînt variabile. Uneori (obîrşia Rîului Alb) ele sînt dure şi granulele lor sînt cimentate cu calcit. Alteori însă (Rîu Alb, poiana Buturoaia), avem de-a face cu adevărate nisipuri, în care se separă părţi mai dure, sub formă de trovanţi. Granulometria este de asemenea variată şi cîteodată gresiile devin grosiere sau microconglomeratice, transformîndu-se pe alocuri chiar în conglomerate cu elemente de 2—5 cm.

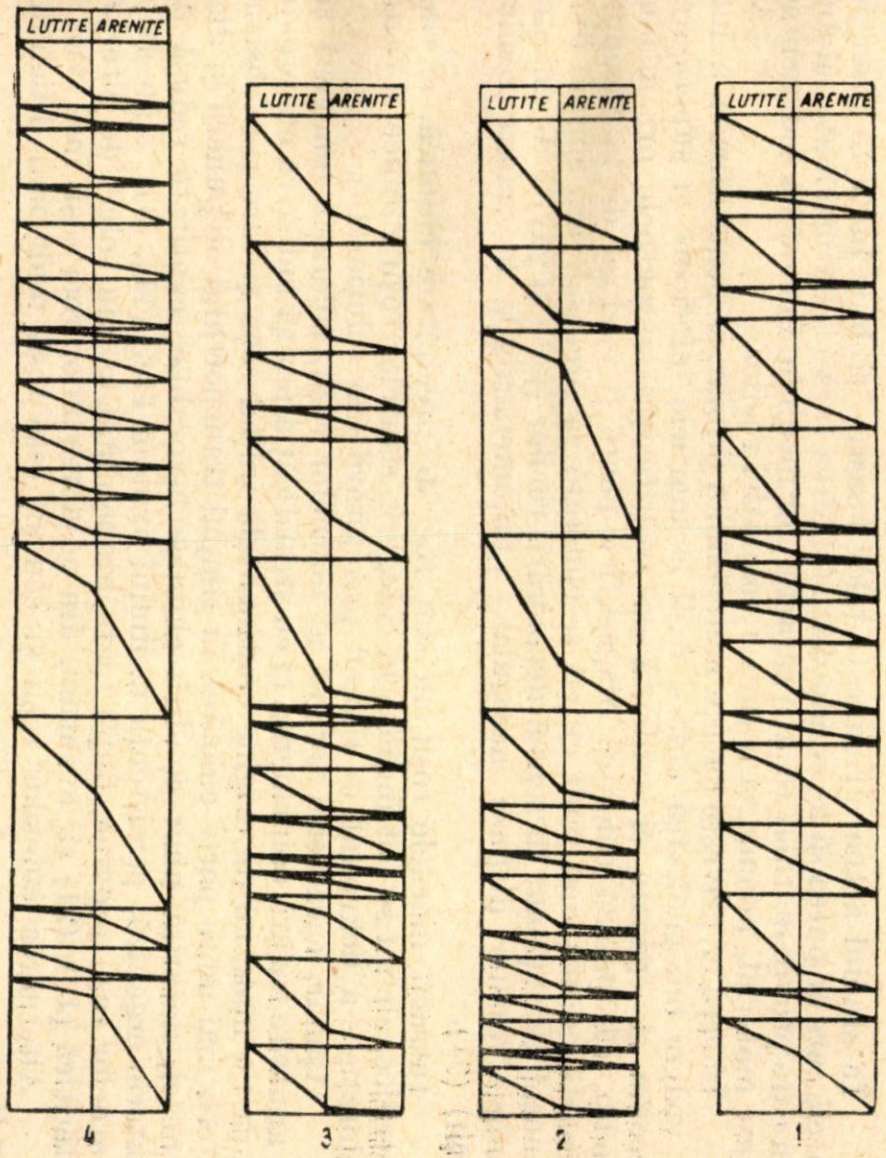


Fig. 6. — Ritmogramă în succesiunea de tip fliș a orizontului marnelor vărgate (valea Glodului — Pucheni). Începutul succesiunii în baza coloanei 1 și sfîrșitul ei la partea superioară a coloanei 4.

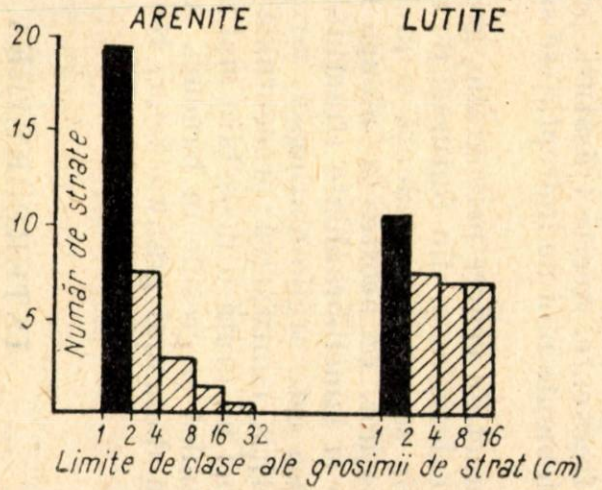


Fig. 7. — Histogramă privind repartiția pe clase a grosimii stratelor de arenite și lutite în succesiunea de tip fliș din orizontul marnelor vărgate (valea Glodului—Pucheni).

Rocile arenitice sînt lipsite de granoclasare şi de laminaţie de orice fel, ca şi de mecanoglife. În schimb, fragmentele resedimentate de marne sînt relativ frecvente. Aceste trăsături, precum şi alternarea lor cu conglomerate cu elemente moi ne îndreptăţesc să le încadrăm în categoria fluxoturbiditelor.

Din punct de vedere petrografic, gresiile sînt constituite din granule de cuarţ şi calcar, ca şi din fluturaşi de muscovit, clorit, sericit şi biotit. La microscop se pune în evidenţă şi prezenţa fragmentelor de roci, mai rar a feldspaţilor. La acestea se adaugă numeroase resturi de cochilii de gasteropode şi lamellibranhiate (fracţiune organo-clastică).

Matricea este argilo-marnoasă, iar cimentul calcitic.

Repartiţia cantitativă procentuală a diferitelor minerale şi fragmente de roci nu arată o deosebire mai notabilă între gresiile subţiri din secvenţa ritmică şi gresiile în bancuri. Acestea din urmă se plasează de asemenea în domeniul grauwackelor, respectiv al arenitelor labile litice (fig. 5).

INTERPRETAREA DATELOR

În stadiul actual al cunoştinţelor noastre, trebuie luate în discuţie datele care ar putea să ne conducă la stabilirea sursei şi naturii materialului din care provin marnele roşii, a caracterelor mediului în care s-a sedimentat acest material, precum şi a cauzei colorаţiei rocilor.

În ceea ce priveşte natura materialului primar, se poate afirma, avînd în vedere omogenitatea culorii roşii la marnele inferioare şi superioare, precum şi legătura ei evidentă cu stratificaţia la marnele orizontului mediu, că ipoteza colorării diagenetice poate fi exclusă de la început. Aceasta cu atît mai mult cu cît se constată că procesele din timpul diagenezei au acţionat în sensul decolorării rocilor (pete şi şuviţe de culoare cenuşie-verzuie dispuse neregulat, „flammenartig", în masa rocilor roşii) (31).

Întrucît marnele roşii nu sînt roci de precipitare chimică, ci roci detritice, ele nu se pot încadra în categoria stratelor roşii chimice, a căror colorаţie s-a dezvoltat în timpul precipitării din soluţie (15).

Aşadar, caracterul terigen al marnelor roşii, colorаţia omogenă şi, în anumite cazuri, coincidenţa ei cu stratificaţia par să indice că ele provin dintr-un material de origine continentală iniţial roşu şi care şi-a păstrat în cea mai mare parte culoarea în timpul transportului, depunerii şi diagenezei, datorită unor condiţii chimice favorabile (cantitate redusă de materie organică, persistenţa mediului oxidant etc.) (11), (34). Materialul marnelor roşii provine, după toate probabilităţile, din soluri de alterare lateritică (16), (21) şi, eventual, din erodarea unor roci roşii mai vechi.

Alternarea culorilor roşii şi cenuşii este însă mult mai dificil de explicat.

Într-o primă ipoteză se poate admite existenţa unor schimbări climatice, care să fi dus la formarea alternativă pe continent de depozite roşii şi cenuşii.

O altă posibilitate, mai plauzibilă, este aceea a decolorării unei părţi din suspensiile roşii în cadrul bazinului de sedimentare. Într-adevăr, în apele bazinului se stabileşte în general o balanţă, un echilibru dinamic între cantitatea de particule roşii şi cantitatea de materie organică, care reprezintă agentul principal al decolorării depozitelor roşii. Coloraţia alternă s-ar putea explica prin modificarea periodică a balanţei dintre cantitatea de material roşu introdus şi intensitatea descompunerii substanţei organice, datorită fie variaţiei în aportul de material, fie variaţiei intensităţii proceselor de descompunere a materiei organice (9).

În sfîrşit o a treia explicaţie ar consta în posibilitatea resedimentării stratelor de marne cenuşii. În sprijinul acestei presupuneri am putea invoca trei fapte de observaţie şi anume : prezenţa alunecărilor, a fluxoturbiditelor şi turbiditelor numai în orizontul marnelor vărgate, prezenţa destul de frecventă la partea inferioară a stratelor de marne cenuşii a unei fracţiuni arenitice şi, în sfîrşit, prezenţa unor aspecte pregnante de ritmicitate ale alternanţelor de marne roşii (mai moi şi mai prost stratificate) şi de marne cenuşii (dure, nisipoase, cu o stratificaţie bună). Aşadar, în urma creării unor condiţii favorabile (pante, acumulări de material etc.), în afară de materialul arenitic, era mobilizată şi antrenată şi o parte din materialul terigen lutitic de culoare cenuşie de pe şelf [1]). Materialul fin era şi el transportat şi redepus în zonele mai adînci unde se sedimenta material roşu, producîndu-se astfel o interstratificare a marnelor autohtone roşii cu marnele alohtone cenuşii.

Oricare ar fi cauzele care le-au produs, trebuie admis că în timpul depunerii orizontului mediu al complexului marnelor roşii au intervenit anumite modificări în natura sedimentării.

Stratificaţia foarte slab pronunţată a rocilor din orizonturile inferior şi superior presupune că aportul de material pelitic suferea doar mici variaţii, procesul de depunere decurgînd în mod uniform, constant.

Dimpotrivă, stratificarea bună a orizontului mediu indică oscilaţii periodice în viteza de aport şi de repartizare a materialului. Variaţia culorii, prezenţa conglomeratelor cu elemente moi, a fluxoturbiditelor şi turbiditelor, procesele destul de ample de remaniere a microfaunei sînt toate o dovadă a existenţei unor perturbaţii în regimul de sedimentare în timpul maastrichtianului superior şi al danianului.

Concentrarea elementelor resedimentate în depozitele dintre Meişoare şi Brebu arată că în acest sector s-au manifestat cauzele perturbante despre care a fost vorba mai sus. Este interesant că elementele resedimentate nu există aici numai în orizontul marnelor vărgate. La obîrşia văii Homorîciului se găsesc gresii în bancuri groase chiar în orizontul marnelor roşii inferioare. De asemenea, în orizontul argilelor şi marnelor vişinii şi verzui ale eocenului se intercalează (la Gîlma Brebului şi în Dealul Piatra Corbului—Colţii-lui-Boagher) gresii cu trovanţi în bancuri groase şi chiar conglomerate cu elemente de 10—20 cm diametru. În afară de aceasta măsurarea direcţiilor de curent de pe gresiile din orizontul mediu

[1]) Pe şelf condiţiile reducătoare sînt predominante datorită abundenţei materiei organice şi determină culoarea cenuşie a depozitelor.

a pus în evidenţă două sensuri opuse de transport, spre est şi spre vest, al materialului (fig. 8 şi 9). Axa de separare a direcţiilor se află probabil de-a lungul unui aliniament Leaota—Runcu.

Observaţiile de mai sus sugerează imaginea unui prag, a unei ridicări, dispusă însă transversal în raport cu axa mare a zonei de sedimentare, adică în direcţie nord-sud. Este vorba după toate aparenţele de pragul sau de apofiza transversală Leaota—Runcu—Fieni—vîrful Fusaru (23). Se poate admite, avînd în vedere că cea mai mare parte a depozitelor resedimentate se găseşte la vest de presupusa axă, o asimetrie a pragului, taluzul său vestic fiind mai abrupt decît cel estic. Conglomeratele cu ele-

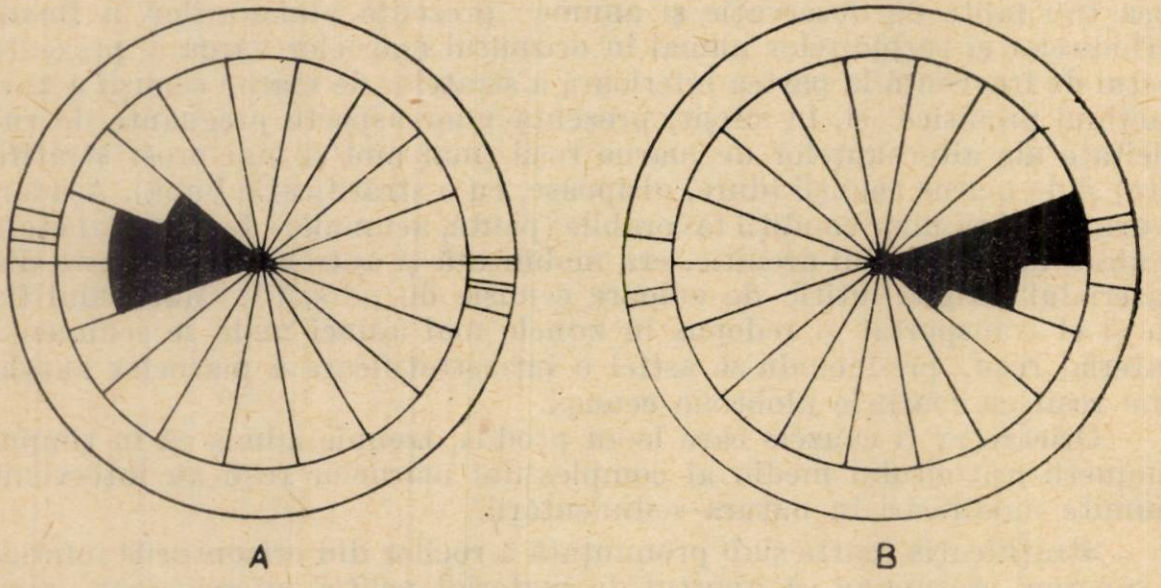


Fig. 8. — Diagrame tip roze de curent în orizontul marnelor vărgate.

A, Pucheni, *B*, Pietroşiţa. Raza cercului interior reprezintă 50% din numărul direcţiilor de curent. În cercul interior, mecanoglife cu direcţie şi sens ; în inelul exterior, mecanoglife cu direcţie.

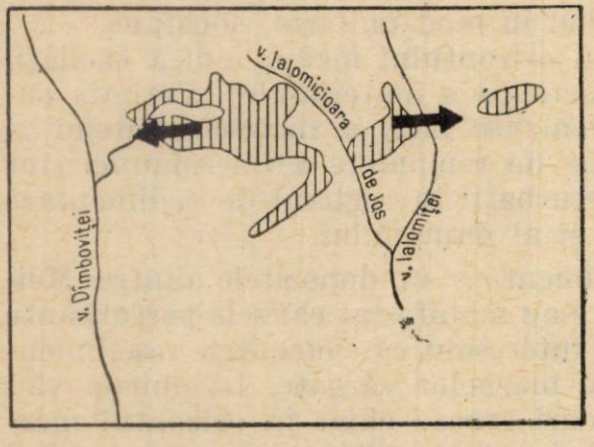


Fig. 9. — Direcţiile de transport al materialului din orizontul marnelor vărgate. Zona haşurată reprezintă depozitele maastrichtian-paleocene.

mente moi şi fluxoturbiditele ar proveni din desprinderea de pe pantele apofizei Leaota—vîrful Fusaru a depozitelor existente aici (gresii de Negriţa, marne vraconian-cenomaniene sau senonian inferioare).

Este posibil ca această apofiză, element al morfologiei submarine să fi funcţionat şi în vraconianul superior, dacă avem în vedere caracterul mult mai detritic (nisipuri şi marne nisipoase) al depozitelor de această vîrstă din împrejurimile Brebului (valea Homorîciului). Dovezi sigure

despre existenţa acesteia pot fi puse în evidenţă în maastrichtianul superior, în danian, în paleocen şi în eocenul inferior. În flişul de Şotrile însă, nu se remarcă în sectorul Rîului Alb nici o variaţie litologică, iar direcţiile de propagare ale curenţilor ce au depus arenitele flişului trec peste zona menţionată fără a suferi nici o deviere (7).

Schimbarea la scară stratigrafică a culorii depozitelor de tip pelagic de la nuanţe predominant cenuşii (vraconian-cenomanian) la nuanţe predominant roşii (senonian-paleocen) poate fi interpretată ca o adîncire treptată şi permanentă a bazinului (4), (6).

O dată cu depunerea orizontului marnelor roşii superioare, paleogeografia regiunii pare să se schimbe în mod simţitor. În depozitele pelagice colorate încep să se intercaleze din ce în ce mai frecvent gresii turbiditice, pînă cînd sedimentaţia de tip „Couches Rouges" încetează.

LIMITA DINTRE CRETACIC ŞI PALEOGEN

Din cele expuse rezultă că din punct de vedere stratigrafic complexul marnelor roşii reprezintă un volum de roci cu caractere variate. Orizontarea acestuia pe baze paleontologice şi litologice constituie un prim rezultat al cercetărilor noastre.

S-a pus pentru prima oară în evidenţă în această regiune prezenţa danianului şi paleocenului. În plus s-a constatat că paleocenul poate fi reprezentat şi cartografic (fig. 10 şi 11).

S-a ajuns la concluzia că în zona internă a flişului, limita cretacic/paleogen nu corespunde cu limita litologică dintre marnele roşii şi flişul de Şotrile, ci se află chiar în cuprinsul complexului marnelor roşii. S-a găsit, deocamdată numai în această zonă, o soluţie cartografică pentru trasarea limitei cretacic/paleogen.

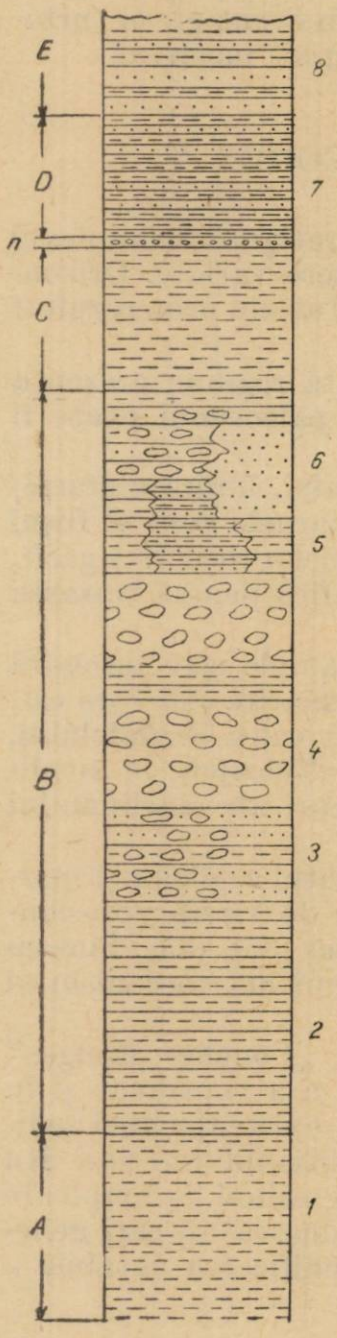
Desigur că pentru a putea trage concluzii mai ample este necesară extinderea studiului marnelor roşii. Acestea trebuie urmărite atît spre est, în continuarea zonei sinclinalelor interne (începînd din valea Bizdidelului, trecînd prin valea Prahovei şi valea Bertei, pînă pe Teleajen, în sinclinalul Pridvarea—Boncuţa), cît şi pe cele două flancuri ale sinclinalului de Slănic.

Pe flancul nordic al sinclinalului de Slănic, orizontul argilelor şi marnelor vişinii şi verzui (care în sinclinalele interne este de vîrstă ypresian-luteţiană), cuprinde o microfaună daniană şi paleocenă (32), (35). Sîntem conduşi astfel într-o primă apreciere la admiterea unui heterocronism al faciesurilor depozitelor paleogen inferioare.

În sinclinalele interne, sedimentarea faciesului „Couches Rouges" nu s-a încheiat deci o dată cu sfîrşitul cretacicului, ci a continuat şi în timpul paleogenului inferior. Aici a putut fi dovedită existenţa unei sedimentaţii practic neîntrerupte începînd cu maastrichtianul inferior. Nu pot fi puse în evidenţă discordanţe unghiulare, transgresiuni de amploare sau lipsuri în succesiunea stratigrafică, care să dovedească mişcări generatoare de exondări, eroziuni şi noi imersiuni, cu modificarea notabilă a aspectului paleogeografic.

Cu alte cuvinte, sîntem conduşi la a interpreta schimbările în litologie şi în activitatea biotică ca fiind produse în cadrul unui aceluiaşi bazin care, individualizat în cretacic, a continuat să subziste şi la începutul paleogenului. Depăşirea succesivă a orizonturilor şi variaţiile lor de facies şi grosime indică totuşi anumite modificări survenite pe marginile bazinului.

În evoluţia asociaţiilor de microforaminifere se observă însă praguri destul de bruşte, materializate prin extincţia sau apariţia unor anumite grupe. Este probabil, aşa după cum opinează H. M. Bolli şi M. B. Cita (3), că schimbări greu sesizabile, de natură fizico-chimică ale mediului marin, au fost totuşi suficient de importante în raport cu sensibilitatea organismelor. O dovadă în acest sens ar putea-o constitui scăderea progresivă a cantităţii de $CaCO_3$ din rocile complexului marnelor roşii de la 50 — 55% în orizontul inferior la 30 — 35 % în cel superior. Această scădere ar putea fi explicată prin modificarea presiunii CO_2 şi a temperaturii, prin creşterea adîncimii bazinului etc. (30).



Existenţa unei schimbări mai importante de facies abia în timpul paleogenului şi nu la limita cretacic/paleogen este un fapt mai general pentru toate regiunile mezogeene în care această limită este marcată de sedimentarea faciesului „Couches Rouges" (Alpi, Pirinei, Apenini, Carpaţii Occidentali şi Nordici, Caucaz) (1), (2), (3), (13), (14), (17), (18).

Extinderea restrînsă a conglomeratelor cu elemente moi şi a turbiditelor arată că fenomenul care le-a generat a fost local şi că în restul bazinului sedimentarea nu a fost perturbată, ceea ce dovedeşte lipsa unor mişcări tectogenice cu caracter regional la sfîrşitul cretacicului.

Se poate constata că în regiunea cercetată întregul complex al marnelor roşii se leagă mult mai strîns de istoria sedimentării terţiare (20), reprezentînd de fapt începutul unui nou ciclu de sedimentare (25). Baza maastrichtianului se aşterne discordant la interior pe diferiţii termeni stra-

Fig. 12. — Coloană stratigrafică în complexul marnelor roşii din împrejurimile Puchenilor (scara 1 : 2 000).

A, Orizontul marnelor roşii inferioare ; *B*, orizontul marnelor vărgate ; *C*, orizontul marnelor roşii superioare ; *n*, microconglomerate cu numuliţi ; *D*, orizontul argilelor şi marnelor vişinii şi verzui ; *E*, eocenul de Sotrile.

1, Marne roşii cu stratificaţie imprecisă ; *2*, marne vărgate stratificate ; *3*, gresii cu fragmente resedimentate de marne ; *4*, conglomerate cu elemente moi ; *5*, alternanţă ritmică deasă de gresii şi marne ; *6*, gresii în bancuri groase ; *7*, alternanţe de argile şi marne vărgate cu rare strate de gresii ; *8*, succesiune ritmică de tip fliş.

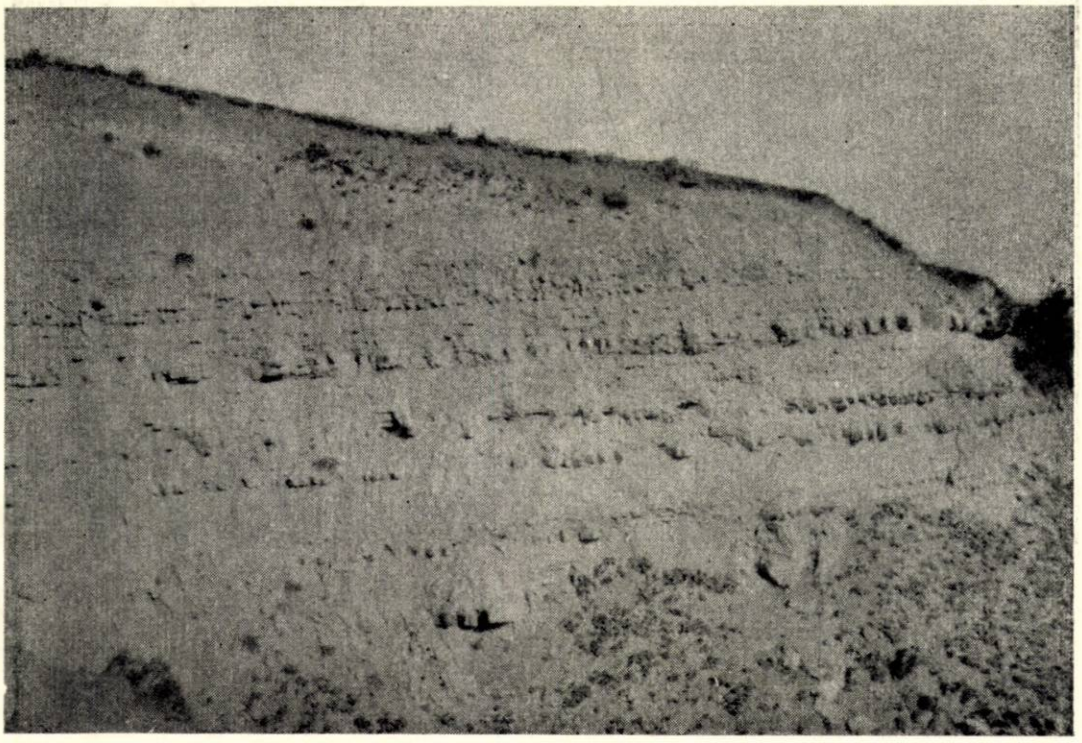


Fig. 13. — Succesiune ritmică de tip fliș în orizontul marnelor vărgate din valea Glodului—Pucheni.

Fig. 14. — Conglomerat cu elemente moi. Valea Glodului—Pucheni (0,57×).

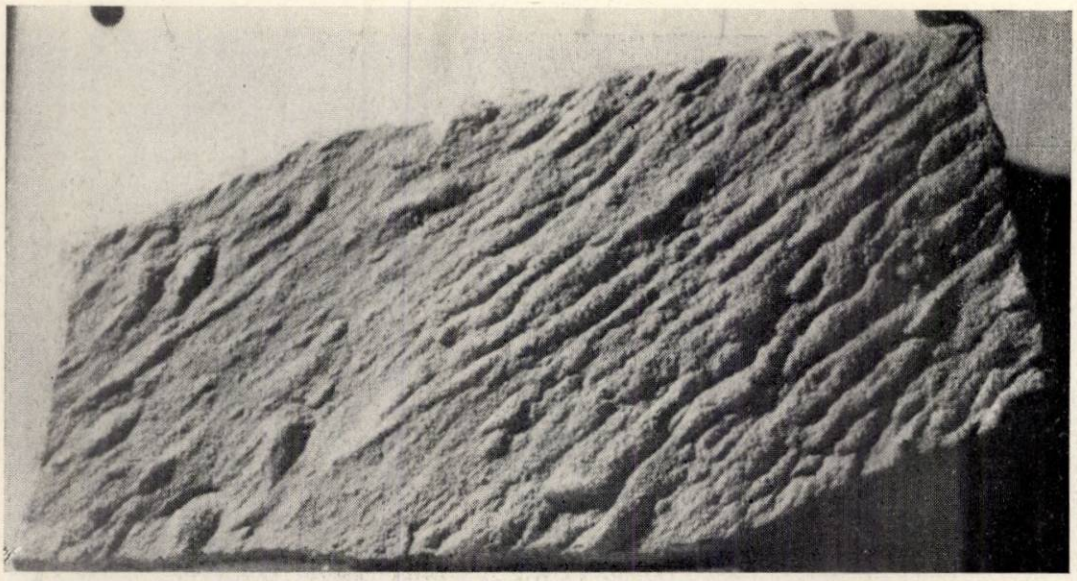


Fig. 15. — Mecanoglife de eroziune („flute-casts") și de înfigere („brush-casts"); valea Glodului—Pucheni (0,33 ×).

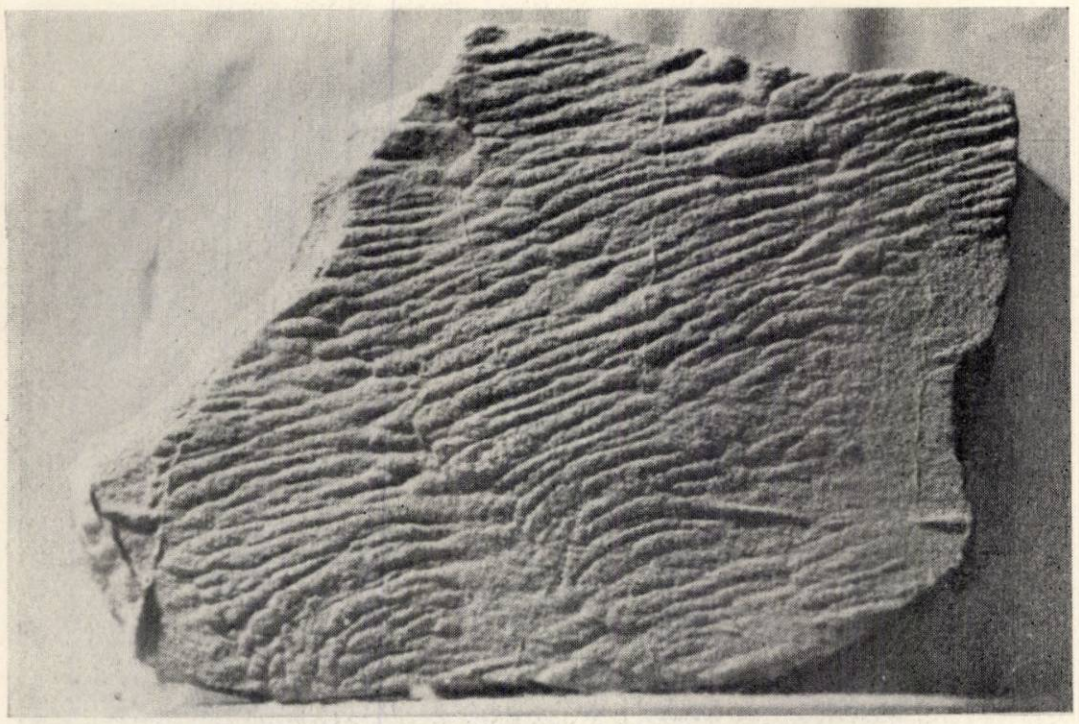


Fig. 16. —Mecanoglife de eroziune („flute-casts") dispuse zonar; valea Glodului—Pucheni (0,25 ×).

Fig. 17. — Mecanoglife de eroziune („flute-casts") dispuse zonar; valea Glodului—Pucheni (0,25 ×).

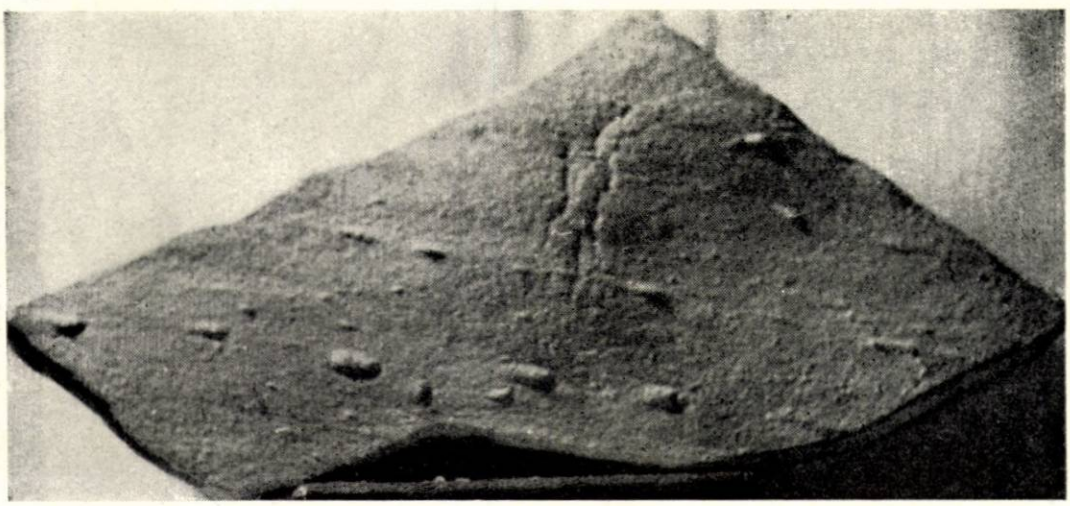


Fig. 18. — Mecanoglife de înfigere marcînd traiectoria unui obiect („skip-cast"); valea Glodului—Pucheni (0,40 ×).

Fig. 19. — Arenit labil litic (grauwacke); secțiune subțire cu nicoli paraleli. Orizontul marnelor vărgate. Valea Glodului—Pucheni (25 ×).

Fig. 20. — Arenit labil litic (grauwacke) cu multe mice; secțiune subțire cu nicoli paraleli. Orizontul marnelor vărgate. Valea Glodului—Pucheni (25 ×).

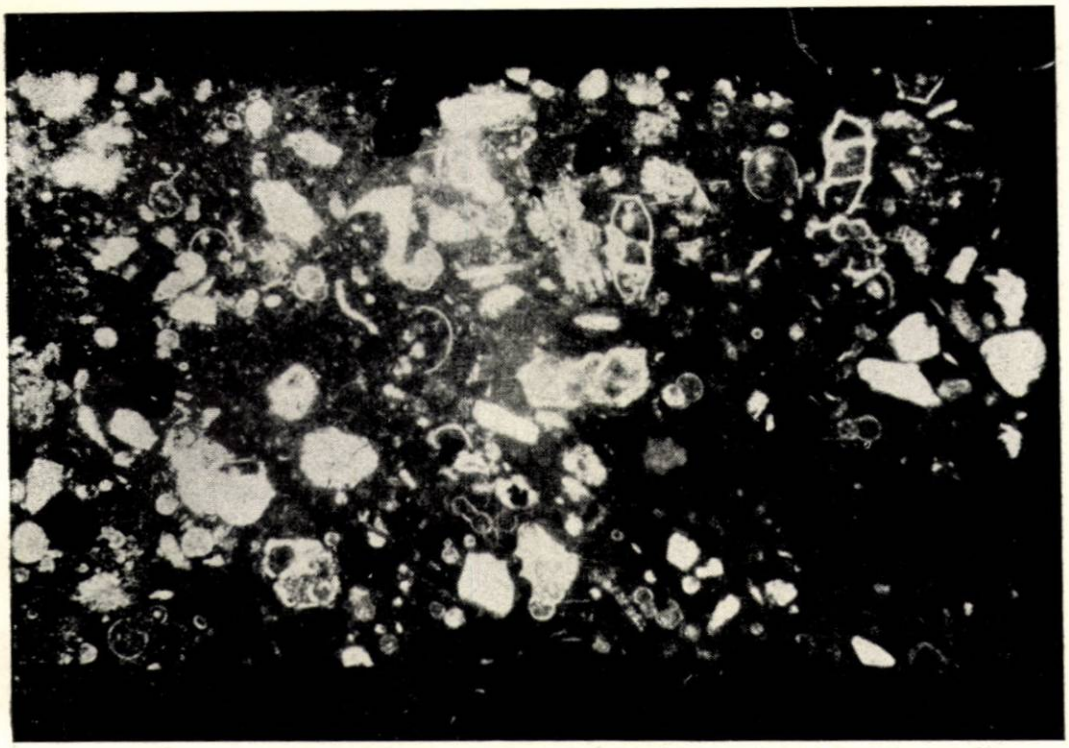


Fig. 21. — Arenit labil litic cu foraminifere ; secțiune subțire cu nicoli paraleli. Orizontul marnelor vărgate. Valea Glodului—Pucheni (100 ×).

Fig. 22. — Arenit labil litic cu fragmente de cochilii de lamellibranhiate, cu globotruncane și ostracode (*a*) ; secțiune subțire cu nicoli paraleli. Orizontul marnelor vărgate. Valea Glodului—Pucheni (100 ×).

Fig. 23. — Arenit labil litic cu foraminifere (*Gyroidina* sp. — *a*, *Globotruncana* sp. — *b*); secțiune subțire cu nicoli paraleli. Orizontul marnelor vărgate. Valea Glodului—Pucheni (100 ×).

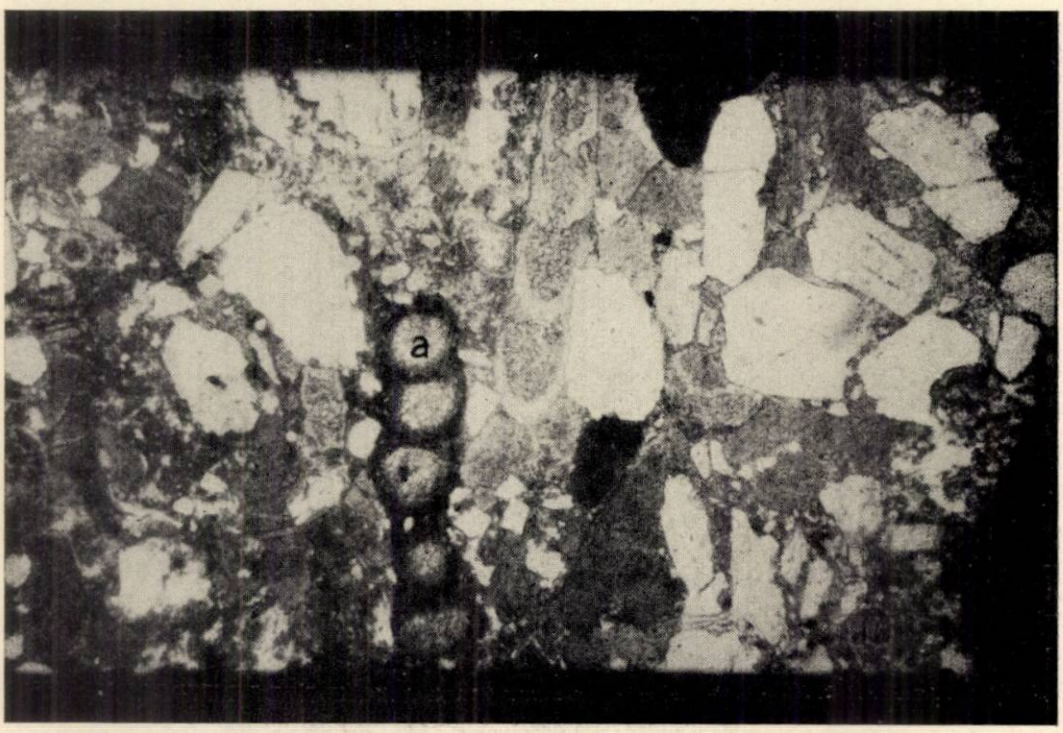


Fig. 24. — Arenit labil litic cu foraminifere aglutinante (? *Ammodiscus* sp. — *a*); secțiune subțire cu nicoli paraleli. Orizontul marnelor vărgate. Valea Glodului —Pucheni (100 ×).

tigrafici ai zonei stratelor de Sinaia şi a conglomeratelor de Bucegi, iar la exterior, pe flancul sudic al sinclinalului de Slănic (Fieni) marnele roşii se dispun peste flişul albian. Rezultă că marnele roşii maastrichtiene se dispun pe un substrat cretacic diferit atît ca vîrstă, cît şi ca facies. În schimb, ele suportă peste tot în continuitate de sedimentare aceleaşi depozite paleogene (faciesul de Şotrile).

În trasarea limitei cretacic/paleogen ne stau la dispoziţie două criterii : unul paleontologic şi altul litologic.

Studiul microfaunei pledează pentru ataşarea danianului la paleogen, caracterele sale bionomice avînd trăsături terţiare mult mai pronunţate (dezvoltarea masivă a globigerinelor, dispariţia globotruncanelor).

Din punct de vedere litologic însă, între maastrichtian şi danian nu s-a putut găsi, cel puţin pînă în prezent, nici un criteriu de separare. Ambele subdiviziuni stratigrafice fac parte din orizontul marnelor vărgate. O limită poate fi trasată de cele mai multe ori între acest orizont şi cel al marnelor roşii superioare care reprezintă paleocenul. De aceea, litologic vorbind, în zona internă a flişului depozitele atribuite danianului se repartizează cretacicului superior. Trebuie subliniat însă că ultimul orizont al cretacicului face parte din aceeaşi familie de roci cu primul orizont al paleogenului.

Danianul şi paleocenul se leagă deci de cretacic prin litologia lor şi de paleogen prin conţinutul microfaunistic.

Bazîndu-ne pe diferenţele litologice dintre orizontul marnelor vărgate şi cel al marnelor roşii superioare, ca şi pe constanţa lor de facies în direcţie, putem admite că limita dintre ele reprezintă şi limita dintre cretacic şi paleogen. În această convenţie, danianul se ataşează cretacicului.

СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ КОМПЛЕКСА КРАСНЫХ МЕРГЕЛЕЙ БАССЕЙНОВ РЕК ДЫМБОВИЦА И ЯЛОМИЦА, СО СПЕЦИАЛЬНЫМ ОБЗОРОМ ГРАНИЦЫ МЕЛ/ПАЛЕОГЕН

РЕЗЮМЕ

Основываясь на палеонтологических и литологических данных, авторы выделили в комплексе красных мергелей („Couches Rouges") сенонского возраста, три горизонта: горизонт нижних красных мергелей (нижний маастрихт), горизонт полосатых мергелей (верхний маастрихт-датский ярус) и горизонт верхних красных мергелей (палеоцен).

В работе особое внимание уделяется седиментологическому изучению горизонта полосатых мергелей (литофация, стратофация, хемофация).

Была доказана первичная красная окраска мергелей нижнего и верхнего горизонтов, а также установлено, что присутствие серы (происходящей от разложения органических веществ) определяет

серый цвет пород. Было выработано несколько гипотез относительно причин, которые привели к чередованию красных и серых мергелей.

Со стратиграфической точки зрения в комплексе красных мергелей было определено наличие датского яруса и палеоцена. Для последнего были найдены критерии картографического выделения. Следует, что во внутренней зоне флиша граница мел/палеоген соответствует не литологической границе между красными мергелями и флишем Шотриле, а находится в пределах комплекса красных мергелей.

С литологической точки зрения датский ярус нельзя выделить от верхнего мастрихта, микропалеонтологически же он связан с палеоценом вследствие исчезновения глоботрункан и массивного развития глобигерин третичного типа.

В области развития красных мергелей между мелом и палеогеном не существует ни одного стратиграфического несогласия. Отсюда следует, что за этот период времени не существовало тектогенических движений, которые бы прервали нормальную седиментацию.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Карта исследованной области (масштаб 1 : 500 000).

Рис. 2. — Диаграмма вариации содержания различных элементов в горизонтах комплекса красных мергелей.

Рис. 3. — Эволюция средних величин содержания различных элементов в горизонтах комплекса красных мергелей.

Рис. 4. — Проекция процентного содержания Fe_2O_3 и FeO в анализированных пробах (диаграммы Томлинсона).

Рис. 5. — Проекция минералогической композиции аренитов из последовательности флишевого типа, а также последовательности мощных пластов песчанников в горизонте полосатых мергелей. *M*, связывающее вещество (основная масса и цемент); *Л* — лабиальные; *Q* – кварц; *F* — полевой шпат; *P* — обломки пород.

Рис. 6. — Ритмограмма в последовательности флишевого типа горизонта полосатых мергелей (долина Глодулуй-Пукень). Начало последовательности в основании первой колонки, ее конец в верхней части четвертой колонки.

Рис. 7. — Гистограмма распределения на классы мощности слоев аренитов и лутитов в последовательности флишевого типа горизонта полосатых мергелей (Долина Глодулуй-Пукень).

Рис. 8. — Диаграммы розетки направлений течений в горизонте полосатых мергелей. *A* — Пукень; *B* — Пиетрошица. Радиус внутреннего круга представляет собой 50 % из числа простираний течений. Во внутреннем круге механоглифы с простиранием и направлением; во внешнем кольце механоглифы только с простиранием.

Рис. 9. — Направления переноса материала в горизонте полосатых мергелей.

Рис. 10. — Геолого-литологическая карта области, находящейся между долинами Дымбовицы и Биздиделулуй со специальным обзором комплекса красных мергелей (масштаб 1 : 50 000). Граница между комплексом красных мергелей и более древними отложениями частично по Д. Патрулиусу и Д. Жипа.

Рис. 11. — Геологические разрезы области, находящейся между долинами Дымбовицы и Яломичоара де Жос (масштаб 1: 20 000).

Рис. 12. — Стратиграфическая колонка комплекса красных мергелей окрестностей Пукень (масштаб 1: 2 000). *A* — горизонт нижних красных мергелей; *B* — горизонт полосатых мергелей; *C* — горизонт верхних красных мергелей: *n* — микроконгломераты с нуммулитами; *D* — горизонт вишневых и зеленоватых глин и мергелей; *E* — эоцен свиты Шотриле; *1* — красные мергели с неясной слоистостью; *2* — слоистые полосатые мергели; *3* — песчаники с переотложенными обломками мергелей; *4* — конгломераты с мягкими элементами; *5* — ритмическое частое чередование

песчаников и мергелей; *6* — мощные пласты песчаников; *7* — чередование глин и полосатых мергелей с редкими прослойками песчаника; *8* — ритмическая последовательность флишевого типа.

Таблица I

Рис. 13. — Ритмическая последовательность флишевого типа в горизонте полосатых мергелей в долине Глодулуй-Пукень.

Рис. 14. — Конгломерат с мягкими элементами. Долина Глодулуй-Пукень.

Таблица II

Рис. 15. — Эрозионные механоглифы („flute-casts") и механоглифовтыкания („brush-casts"); долина Глодулуй-Пукень.

Рис. 16. — Эрозионные механоглифы („flute-casts"), расположенные зонально; долина Глодулуй-Пукень.

Таблица III

Рис. 17. — Эрозионные механоглифы („flute-casts"), расположенные зонально; долина Глодулуй-Пукень.

Рис. 18. — Механоглифы втыкания, обозначающие траекторию предмета („skip-casts"); долина Глодулуй-Пукень.

Таблица IV

Рис. 19. — Аренит лабильно литический (грауваккa); шлиф, параллельные николи. Горизонт полосатых мергелей. Долина Глодулуй-Пукень (25 ×).

Рис. 20. — Аренит лабильно литический (грауваккa) с большим количеством слюды; шлиф, параллельные николи. Горизонт полосатых мергелей. Долина Глодулуй-Пукень (25 ×).

Таблица V

Рис. 21. — Аренит лабильно литический с фораминиферами; шлиф, параллельные николи. Горизонт полосатых мергелей. Долина Глодулуй-Пукень (100 ×).

Рис. 22. — Аренит лабильно литический с обломками раковин пластинчатожаберных, с глоботрунканами и остракодами (*a*); шлиф, параллельные николи. Горизонт полосатых мергелей. Долина Глодулуй-Пукень (100 ×).

Таблица VI

Рис. 23. — Аренит лабильно литический с фораминиферами (Gyroidinae sp. — *a*, Globotruncanae sp. — *b*); шлиф, параллельные николи. Горизонт полосатых мергелей. Долина Глодулуй-Пункень (100 ×).

Рис. 24. — Аренит лабильно-литический с агглютинированными фораминиферами (? Ammodiscus sp. — *a*); шлиф, параллельные николи. Горизонт полосатых мергелей. Долина Глодулуй-Пукень (100 ×).

LE COMPLEXE DES MARNES ROUGES DANS LES BASSINS DE LA DÎMBOVIŢA ET DE LA IALOMIŢA (STRATIGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE) ET LE PROBLÈME DE LA LIMITE CRÉTACÉ/PALÉOGÈNE

RÉSUMÉ

Dans le complexe des marnes rouges (Couches Rouges) considéré jusqu'à présent d'âge sénonien, on a séparé, sur des bases paléontologiques et lithologiques, trois horizons, à savoir : l'horizon des marnes rouges inférieures (Maëstrichtien inférieur), l'horizon des marnes bariolées (Maëstrichtien supérieur—Danien) et l'horizon des marnes rouges supérieures (Paléocène).

Une attention particulière est accordée à l'étude sédimentologique de l'horizon des marnes bariolées (lithofaciès, stratofaciès et chemofaciès).

La coloration rouge primaire des marnes des horizons inférieur et supérieur est prouvée et on constate que la présence du soufre (provenant de la décomposition de la matière organique) détermine la couleur grise des roches. On émet plusieurs hypothèses concernant les causes qui ont conduit au dépôt d'une alternance de marnes rouges et grises.

Au point de vue stratigraphique, la présence du Danien et du Paléocène a été mise en évidence dans le complexe des marnes rouges. Il en résulte que dans la zone interne du flysch, la limite Crétacé/Paléogène est comprise dans le complexe des marnes rouges même et ne correspond pas au seuil lithologique entre les marnes rouges et le flysch de Şotrile.

Lithologiquement, le Danien ne peut être séparé du Maëstrichtien supérieur ; mais par son contenu micropaléontologique il se relie au Paléogène à cause de la disparition des *Globotruncana* et de l'éruption des globigérines du type tertiaire.

Le Paléocène a été séparé tant au point de vue lithologique, qu'au point de vue micropaléontologique.

Dans l'aire de développement des Couches Rouges, le passage du Crétacé au Paléogène n'est marqué par aucune lacune. On peut en déduire qu'au cours de cet intervalle de temps la sédimentation n'a pas été interrompue par des mouvements tectogéniques.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse de la région étudiée (échelle 1 : 500 000).

Fig. 2. — Diagrammes représentant la variation de la teneur en différents éléments des horizons appartenant au complexe des marnes rouges.

Fig. 3. — Évolution des teneurs moyennes en différents éléments des horizons appartenant au complexe des marnes rouges.

Fig. 4. — Projection des teneurs procentuelles en Fe_2O_3 et FeO des échantillons analysés (diagramme de Tomlinson).

Fig. 5. — Projection de la composition minéralogique des arénites de la succession de type flysch et de la succession de grès en bancs épais de l'horizon des marnes bariolées. *M*, Liant (matrice et ciment) ; *L*, labiles ; *Q*, quartz ; *F*, feldspath ; *R*, fragments de roches.

Fig. 6. — Rythmogramme dans l'horizon des marnes bariolées (succession de type flysch de Valea Glodului—Pucheni). Début de la succession à la base de la colonne 1 et fin, à la partie supérieure de la colonne 4.

Fig. 7. — Histogramme de la répartition par classes d'épaisseur des couches d'arénites et de lutites (succession de type flysch dans l'horizon des marnes bariolées de Valea Glodului—Pucheni).

Fig. 8. — Diagrammes-roses de courant dans l'horizon des marnes bariolées. *A*, Puchéni ; *B*, Pietroşiţa. Le rayon du cercle intérieur représente 50 % du nombre des directions de courant. Dans le cercle intérieur, mécanoglyphes à direction et sens ; dans l'anneau extérieur, mécanoglyphes à direction.

Fig. 9. — Directions de transport du matériel dans l'horizon des marnes bariolées. La zone hachurée représente les dépôts maëstrichtiens-paléocènes.

Fig. 10. — Carte géologique-lithologique de la région comprise entre les vallées de la Dîmboviţa et du Bizdidel, avec référence spéciale au complexe des marnes rouges (échelle 1 : 50 000).

Limites entre le complexe des marnes rouges et les dépôts plus anciens en partie d'après D. Patrulius et D. Jipa. *a*, Marnes bariolées stratifiées ; *b*, conglomérats à éléments mous ; *c*, grès en bancs épais ; *d*, alternance serrée de grès et marnes.

Fig. 11. — Sections géologiques dans la région comprise entre les vallées de la Dîmboviţa et de la Ialomicioara de Jos (échelle 1 : 20 000).

Fig. 12. — Colonne stratigraphique dans le complexe des marnes rouges des environs de Pucheni (échelle 1 : 2000). *A*, Horizon des marnes rouges inférieures ; *B*, horizon des marnes bariolées ; *C*, horizon des marnes rouges supérieures ; *n*, microconglomérats à nummulites ; *D*, horizon des argiles et des marnes griottes et verdâtres ; *E*, Eocène de Şotrile.

1, Marnes rouges à stratification imprécise ; *2*, marnes bariolées stratifiées ; *3*, grès à fragments resédimentés de marnes ; *4*, conglomérats à éléments mous ; *5*, alternance rythmique serrée de grès et de marnes ; *6*, grès en bancs épais ; *7*, alternances d'argiles et de marnes bariolées, à rares couches de grès ; *8*, succession rythmique de type flysch.

Planche I

Fig. 13. — Succession rythmique de type flysch dans l'horizon des marnes bariolées de Valea Glodului—Pucheni.

Fig. 14. — Conglomérats à éléments mous. Valea Glodului—Pucheni (0,57 ×).

Planche II

Fig. 15. — Mécanoglyphes d'érosion («flute-casts») et de brossage («brush-casts»). Valea Glodului—Pucheni (0,33 ×).

Fig. 16. — Mécanoglyphes d'érosion («flute-casts») à disposition zonaire. Valea Glodului—Pucheni (0,25 ×).

Planche III

Fig. 17. — Mécanoglyphes d'érosion («flute-casts») à disposition zonaire. Valea Glodului—Pucheni (0,25 ×).

Fig. 18. — Mécanoglyphes d'enfoncement marquant la trajectoire d'un objet («skip-cast»). Valea Glodului—Pucheni (0,40 ×).

Planche IV

Fig. 19. — Arénite labile lithique («grauwacke»); coupe mince à nicols parallèles. Horizon des marnes bariolées. Valea Glodului—Pucheni (25 ×).

Fig. 20. — Arénite labile lithique («grauwacke») à nombreux cristaux de mica; coupe mince à nicols parallèles. Horizon des marnes bariolées. Valea Glodului—Pucheni (25 ×).

Planche V

Fig. 21. — Arénite labile lithique à foraminifères; coupe mince à nicols parallèles. Horizon des marnes bariolées. Valea Glodului—Pucheni (100 ×).

Fig. 22. — Arénite labile lithique à fragments de coquilles de lamellibranches, globigérinidés et ostracodes (a); coupe mince à nicols parallèles. Horizon des marnes bariolées. Valea Glodului—Pucheni (100 ×).

Planche VI

Fig. 23. — Arénite labile lithique à foraminifères (*Gyroidina* sp., — *a*, *Globotruncana* sp. — *b*); coupe mince à nicols parallèles. Horizon des marnes bariolées. Valea Glodului—Pucheni (100 ×).

Fig. 24. — Arénite labile lithique à foraminifères agglutinants (*? Ammodiscus* sp. — *a*); coupe mince à nicols parallèles. Horizon des marnes bariolées. Valea Glodului—Pucheni (100 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. ALLEMAN FR., *Die „Couches rouges" der Sulzfluh Decke in Fürstentum Liechtenstein*, Ecl. Geol. Helv., 1952, **45**, *2*, 294.
2. ANDRUSOV D. et KOUTEK J., *Le Crétacé supérieur à faciès „Couches rouges" dans la zone des Klippes internes des Carpates Occidentales*, Vestnik stat Geolog. ústav u ceskoslov. Rep., 1927, **III**, *2—3*, 78.
3. BOLLI H. M. a. CITA M. B., *Upper Cretaceous and Lower Tertiary Planktonic Foraminifera from the Paderno d'Adda Section, Northern Italy*, Raport of the 21-st. Sess. Intern. Geol. Congress, Norden, 1960, **V**, 150.
4. BRINKMANN R., *Über Rotfärbung in marinen Sedimenten*, Geol. Rundschau, 1935, **26**, 124.
5. BRONNIMANN P., *Note on Planktonic Foraminifera from Danian localities of Jutland, Denmark*, Ecl. Geol. Helv., 1952, **45**, *2*, 399.
6. CONTESCU L. şi MIHĂILESCU N., *Observaţii sedimentologice asupra depozitelor Cretacicului superior din valea Dobriţei (bazinul văii Dîmboviţei)*, Stud. şi cercet. geol., 1961, **VI**, *1*, 55.
7. CONTESCU L., JIPA D. şi MIHĂILESCU N., *Turbidite în flişul Eocenului de Şotrile*, Comunicările celui de-al V-lea Congres al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
8. CROOK K. A. W., *Classification of Arenites*, Amer. J. of Sci., 1960, **258**, *6*, 419.
9. DUNBAR C. a. RODGERS J., *Principles of stratigraphy (Cap. 12)*, J. Wiley a. Sons, Chapman a. Hall, New York, Londra, 1959, 209.
10. FILIPESCU M. G., *Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana*, An. Inst. geol. Rom., 1936, **XVII** (1932), 545.
11. GRIM E. R., *The depositional environment of the red and green shales*, J. of Sediment. Petr., 1951, **21**, *4*, 226.
12. HÖTTINGER L. u. SCHAUB H., *Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens; Einführung des Ilerdien und des Biarritzien*, Ecl. Geol. Helv., 1960, **53**, *1*, 453.
13. HUSS F., *Stratigraphy of the Weglowka unit in the light of its microfauna*, Acta Pol. Polsk. Ak. Nauk., 1957, **VII**, *1*.

14. КАЧАРАВА И. и КАЧАРАВА М., *Датский Ярус Грузии и его сопоставление с аналогичными отложениями Средиземноморской провинции*, Докл. Международного геолог. конгресса, XXI сессия — *Граница меловых и третичных отложений*, Москва, 1960, 127.
15. KRUMBEIN W. C. a. SLOSS L. L., *Stratigraphy and sedimentation*, Mc. Graw.-Hill, San Francisco, 1958, 369.
16. MACOVEI G. et ATANASIU I., *L'évolution géologique de la Roumanie — Crétacé*, An. Inst. geol. Rom., 1931, **XVI**, 63.
17. MANGIN J. PH., *Reflexions sur la limite Crétacé/Tertiaire, à propos du Domaine Pyrénéen*, Rep. of the 21-st. Sess. Intern. Geol. Norden Congress, Copenhagen, 1960, **V**, 145.
18. МОСКВИН М. М. и НАЙДИН Д. П., *Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской Платформы*, Докл. Международного геолог. конгресса, XXI сессия — *Граница меловых и третичных отложений*, Москва, 1960, 15.
19. MURGEANU G., *Ridicări geologice între valea Ialomiţei şi valea Bărbuleţului, la nord de Pucioasa — Pietrari*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., **XV** (1926—1927), 1930, 79.
20. — *Note sur la présence de Nummulites elegans Sow. dans le Sénonien de Dosu Stinii (village de Pucheni, district de Muscel)*, An. Inst. geol. Rom., 1928, **XIII**, 145.
21. — *Sur une cordillère anté-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch Carpatique*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1937, **XXI** (1932—1933), 69.
22. — *Répartition du faciès à Rosalines dans les Carpates et les Balkans*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1941, **XXV** (1936—1937), 173.
23. — *Formarea Depresiunii Cîmpulungului*, Comunicările Acad. R.P.R., 1951, **I**, *11—12*, 1075.
24. MURGEANU G. şi PATRULIUS D., *Cretacicul superior de pe marginea Leaotei şi vîrsta Conglomeratelor de Bucegi*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia geologie-geografie, 1957, **II**, *1*, 5.
25. MURGEANU G., SAULEA E., POPESCU GR. şi MOTAŞ I. C., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terţiarului în R.P.R.*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *2*, 219.
26. PETTIJOHN F. J., *Sedimentary rocks*, Harpers a. Broth., New York, 1957.
27. POPOVICI-HATZEG V., *Etude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaia*, Thèse, Paris, 1898.
28. ROBB L. G., *Red bed coloration*, J. of sediment. Petr., 1949, **19**, *3*, 99.
29. ŞTEFĂNESCU GR., *Relaţiune sumară de lucrările Biuroului Geologic în campania anului 1884*, An. Biur. geol. Rom., 1885, **2**, *1*, 33.
30. STRAHOV N. M. (rédacteur), *Méthodes d'étude des roches sédimentaires*, Ann. du Serv. d'inform. géol. du Bureau des Recherches Géol., Géophys. et Min., Paris, 1958.
31. STRAHOV N. M. şi ZALMANZON E. S., *Repartiţia formelor mineralogice autigene ale fierului în rocile sedimentare şi importanţa ei pentru litologie*, Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., 1955, *III*, 16.
32. TOCORJESCU M., *Consideraţii micropaleontologice asupra limitei cretacic/paleogen*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *2*, 277.
33. — *Limita Cretacic/Paleogen în bazinul văii Dîmboviţei*, Comunicările celui de-al V-lea Congres al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
34. VAN HOUTEN F. B., *Origin of red-banded Early Cenozoic deposits in Rocky Mountains region*, Bull. Amer. Assoc. of Petrol.-Geol., 1948, **32**, *11*, 2083.
35. VINOGRADOV C., *Limita cretacic/paleogen în bazinul văii Prahova*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *2*, 299.
36. ЯНШИН А. Л., *Стратиграфическое положение Датского Яруса и проблема мел/палеогеновой границы*, Докл. Международ. геолг. конгресса, XXI сессия. *Граница меловых и третичных отложений*, Москва, 1960, 5.

REPARTIȚIA GRESIILOR GROSIERE ȘI A ARCOZELOR CU FELDSPAT ROȘU ÎN CRETACICUL CARPAȚILOR ORIENTALI

DE

M. G. FILIPESCU

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R. P. R.

și G. ALEXANDRESCU

Comunicare prezentată în ședința din 13 martie 1962

INTRODUCERE

Prezența în seriile sedimentare a unor depozite, uneori foarte puțin dezvoltate ca volum însă deosebit de interesante în ceea ce privește caracterul litologic, constituie un element de mare valoare pentru descifrarea condițiilor de sedimentare din trecut, pentru stabilirea paleogeografiei unei regiuni mai mult sau mai puțin întinse.

O asemenea formațiune geologică, ale cărei caractere litologice se stabilesc mai ales prin studiul în secțiuni subțiri al depozitelor componente — adică un adevărat microfacies — este aceea reprezentată prin gresii grosiere și arcoze cu feldspat roșu, care se întîlnește în cretacicul din Carpații Orientali.

În comunicarea de față ne vom ocupa de aceste depozite și mai ales de repartiția lor în cretacicul din Carpații Orientali, încercînd a schița — pe baza celor stabilite — unele concluzii de ordin paleogeografic.

ISTORIC

Pentru prima dată, în anul 1924, D. P r e d a (13) arată că în senonianul de la est de valea Teleajenului (Slonu) se întîlnește un conglomerat cu elemente de un porfir roșu ca sîngele, conglomerat în care se găsesc fragmente de inocerami.

Mai tîrziu, în 1927, G. Murgeanu (11) arată că în senonianul dintre văile Ialomiţei şi Bărbuleţului, mai precis de la Cucuteni şi Fieni, se întîlnesc gresii şi arcoze cu feldspat roşu şi cu fragmente de inocerami.

În acelaşi an, O. Protescu şi G. Murgeanu (15) arată că în marnele roşii senoniene de la Breaza se întîlnesc blocuri sau pietrişuri cu muchii ascuţite de roci eruptive acide şi gresii arcoziene cu resturi de inocerami şi belemniţi.

În manuscrisul cuprinzînd explicaţii asupra foii Cîmpina, datat 3.I.1927, I. Popescu-Voiteşti menţionează existenţa în senonianul de pe această foaie a unei „brecii cu elemente granitice roşii" (11).

Tot I. Popescu-Voiteşti (16), în 1929, menţionează existenţa unei roci granitice cu feldspat roz în senonianul de la Ursei, între Proviţa şi Besdead (reg. Ploieşti).

În 1930, M. G. Filipescu (4) arată că în marnele roşii atribuite senonianului, între văile Teleajenului şi Doftanei, se întîlnesc frecvente intercalaţii de arene granitice roşii cimentate uneori într-un fel de arcoză, mai mult sau mai puţin fină, bogată în fragmente de inocerami.

G. Murgeanu (12), în 1933, într-o precizare făcută asupra datelor cunoscute pînă atunci privitoare la depozitele cu feldspat roşu din senonianul din Muntenia de răsărit, bazat pe studiul petrografic făcut de Al. Codarcea (3), arată că fragmentele de roci cristaline care se întîlnesc în arenele, gresiile grosiere şi arcozele intercalate în senonian sînt reprezentate prin: granodiorite, granodiorite albitice, porfire granodioritice, pegmatite, aplite, lamprofire, precum şi prin şisturi cristaline ca: paragnaise cu biotit, cuarţite feldspatice, filite cuarţitice. De asemenea arată că, însoţind intercalaţiile de arene, gresii grosiere şi arcoze, în depozitele senoniene apar frecvente elaborări de săruri de cupru (malachit), oxizi de mangan şi concreţiuni de baritină.

Autorul mai sus-menţionat, reprezentînd într-o schemă repartiţia acestor depozite cu feldspat roşu în Muntenia de răsărit, ajunge la concluzia că materialul din care s-au format acestea a rezultat dintr-o cordilieră care străbătea geosinclinalul flişului şi pe care o denumeşte *cordiliera cumană*.

M. G. Filipescu (6) în baza lucrărilor efectuate în 1930-1934, privind regiunea dintre văile Teleajen şi Prahova, ajunge la aceleaşi concluzii ca şi G. Murgeanu în ceea ce priveşte originea materialului din arenele, gresiile grosiere şi arcozele intercalate în senonianul din această regiune. Explică formarea arenelor şi pune în evidenţă în aceste depozite şi prezenţa fragmentelor de calcare cu *Calpionella alpina*.

Cercetînd mineralele grele din nisipurile care se întîlnesc în senonianul de la Breaza (5), ajunge şi pe această cale la concluzia că elementele cristaline din arenele, gresiile grosiere şi arcozele intercalate în senonian nu sînt de origine carpatică, ci exotică.

Din cele arătate pînă aici reiese că, din 1922 şi pînă în 1934, intercalaţiile de depozite alcătuite din fragmente de roci cristaline cu feldspat roşu, în depozitele cretacice, reprezintă un argument pentru a atribui acestor depozite vîrsta senoniană. Datorită acestui fapt, M. G. Filipescu (8) — găsind pe valea Dămăcuşa la Zagon, între şisturi negre

cretacice, depozite cu feldspat roşu — se raliază părerii susţinute la acea dată de D. Preda şi I. Băncilă (14) asupra vîrstei senoniene a şisturilor negre.

Contrar părerii exprimate de G. Murgeanu şi M. G. Filipescu asupra originii exotice a materialului cu feldspat roşu din arene, gresii grosiere şi arcoze cretacice, I. Băncilă (2) susţine că acest material ar proveni din cordiliere care aparţin Carpaţilor şi nu unui fundament al regiunilor de la exteriorul acestor munţi.

REPARTIŢIA GEOLOGICĂ ŞI EXTINDEREA GRESIILOR ŞI ARCOZELOR CU FELDSPAT ROŞU ÎN CARPAŢII ORIENTALI

Prin lucrările noastre — efectuate între 1950 şi 1960 (10) — s-au stabilit vîrsta şi orizontarea cretacicului în facies de şisturi negre din Carpaţii Orientali, separînd patru complexe :

1. Complexul sferosideritic : valanginia-hauterivian.
2. Complexul şistos : apţian-albian inferior.
3. Complexul gresiilor glauconitice silicifiate : albian mediu-vraconian.
4. Complexul stratelor de Zagon : cenomanian-turonian.

Studiul amănunţit al acestor complexe ne-a condus la găsirea a numeroase nivele de gresii grosiere şi arcoze cu feldspat roşu, şi anume :

a) În partea superioară a complexului şistos am întîlnit două asemenea nivele.

b) În complexul gresiilor glauconitice silicifiate au fost întîlnite trei nivele de asemenea roci.

c) În complexul stratelor de Zagon s-au întîlnit cinci pînă la şapte nivele de roci cu feldspat roşu.

Dacă la aceste 10—12 nivele de gresii grosiere şi arcoze cu feldspat roşu se adaugă cel puţin două nivele care se întîlnesc în marne roşii senoniene, rezultă că în cretacicul din Carpaţii Orientali, reprezentat prin şisturi negre, strate de Zagon şi marne roşii cu globotruncane, apar cel puţin 12 nivele de gresii grosiere şi arcoze cu feldspat roşu. Deci, părerea care a dominat pînă în 1934, că asemenea depozite sînt caracteristice numai pentru senonian, nu mai poate fi menţinută.

Un alt fapt interesant legat de repartiţia geologică a gresiilor grosiere şi a arcozelor cu feldspat roşu în cretacic este şi acela pus în evidenţă de M. G. Filipescu (9), şi anume că asemenea depozite sînt frecvente în acea zonă a flişului, în care cretacicul inferior şi începutul cretacicului superior sînt reprezentate prin seria şisturilor negre, adică în ceea ce noi am separat ca fliş extern, asemenea depozite lipsind deci cu totul în flişul intern. De aici s-a tras concluzia că cretacicul flişului intern s-a depus într-un bazin al cărui fundament era reprezentat prin cristalino-mezozoicul de tip carpatic ; în timp ce sedimentarea cretacicului flişului extern s-a făcut într-un bazin al cărui fundament, ridicat în unele părţi sub formă de cordiliere şi insule, era deosebit de acel carpatic.

Una dintre aceste cordiliere este şi cordiliera cumană menţionată pentru prima dată de G. Murgeanu în 1933.

Studiul microscopic ne-a arătat că în gresiile grosiere şi în arcozele cu feldspat roşu din cretacicul flişului extern, în afară de fragmentele de material cristalin aparţinînd rocilor determinate de Al. Codarcea (3), se întîlnesc frecvent fragmente de calcar granular sau microgranular cu radiolari calcifiaţi şi uneori cu tintinnide, depozite care aparţin jurasicului superior.

În timp ce în gresiile grosiere şi arcozele cu feldspat roşu din cretacicul inferior se întîlnesc mai ales fragmente de calcar microgranular cu radiolari calcifiaţi sau resilicificaţi, în depozitele din aceeaşi categorie din cretacicul superior (strate de Zagon şi marne roşii senoniene) se întîlnesc frecvent fragmente de calcar microgranular cu *Tintinnidae*.

De asemenea în aceste depozite sînt frecvente şi fragmentele de marno calcare foarte bogate în foraminifere.

Calcarele microgranulare cu radiolari şi cele cu tintinnide sînt foarte asemănătoare cu acelea întîlnite la Bădila, descrise de M. G. Filipescu (7).

Alte elemente, nelipsite în toate nivelele de gresii grosiere şi arcoze cu feldspat roşu, sînt fragmentele de şisturi cloritoase foarte asemănătoare cu şisturile verzi dobrogene. De altfel în unele porţiuni din Carpaţii Orientali, în complexul şistos se întîlnesc şi intercalaţii de conglomerat mărunt, alcătuit numai din fragmente de şisturi verzi.

Am arătat în altă parte că, încă din 1933, G. Murgeanu a emis părerea că materialul cristalin şi sedimentar din gresiile grosiere şi arcozele cu feldspat roşu din cretacic ar proveni dintr-o cordilieră care străbătea geosinclinalul flişului, cordilieră constituită din roci deosebite de acelea din Carpaţi. În schiţa din lucrarea sa, G. Murgeanu trasează, pe baza datelor cunoscute pînă atunci, extinderea acelei cordiliere între văile Dîmboviţei şi Buzăului.

Cercetările făcute de noi ne-au condus la descoperirea unor fapte care arată că această cordilieră avea o extensiune mult mai mare în Carpaţii Orientali. Astfel, am întîlnit gresii grosiere şi arcoze cu feldspat roşu în diferite complexe ale seriei şisturilor negre între văile Buzăului şi Moldovei.

În repartiţia acestor roci în suprafaţa menţionată se pot separa trei sectoare, şi anume : cel dintre valea Dîmboviţei şi Rîul Negru, în care sedimentele cu fragmente cristaline cu feldspat roşu sînt foarte frecvente ; sectorul dintre Rîul Negru şi valea Bistriţei, în care asemenea roci sînt foarte rare sau nu se cunosc încă, cum este între văile Uzului şi Bistriţei, şi sectorul dintre văile Bistriţei şi Moldovei, în care intercalaţiile de roci cu feldspat roşu în sedimentele cretacice sînt destul de frecvente.

Această repartiţie inegală a materialului cristalin cu feldspat roşu în depozitele cretacice, arată că sursa de alimentare cu asemenea material nu a fost continuă sau la fel de dezvoltată. În această sursă de alimentare se pot distinge două centre puternice : unul între valea Dîmboviţei şi Rîul Negru şi altul între văile Bistriţei şi Moldovei.

Din cele arătate rezultă că materialul care este remaniat în gresiile grosiere şi arcozele cu feldspat roşu intercalate în cretacicul Carpaţilor Orientali este deosebit de acela întîlnit în Carpaţi, însă cordiliera din care provenea acel material nu este localizată numai în partea de răsărit a Munteniei, ci se întinde în tot lungul Carpaţilor Orientali, prezentînd două sectoare foarte dezvoltate, cele menţionate, între ele existînd probabil insule care au furnizat foarte puţin şi în mod inegal material de acest fel.

CONSIDERAŢII PALEOGEOGRAFICE

Se pune întrebarea ce reprezintă această cordilieră care se ridica din fundamentul geosinclinalului flişului sub formă de creste sau insule.

Din cercetările întreprinse de V. Mutihac şi echipa care a lucrat în Dobrogea centrală [1]) a rezultat că în formaţiunea şisturilor verzi se întîlnesc intercalaţii de conglomerate mărunte caracterizate prin fragmente de roci cristaline cu feldspat roşu identice cu acelea din gresiile grosiere şi arcozele intercalate în depozitele cretacice. I. Atanasiu (1) arată că în conglomeratele din seria şisturilor verzi din Dobrogea se întîlnesc elemente granitice, fără a menţiona care este culoarea acestor granite. Probabil că aceste elemente granitice sînt acelea ce se văd în eşantionul pus la dispoziţie de V. Mutihac. Se pune întrebarea dacă nu cumva materialul cristalin cu feldspat roşu din depozitele intercalate în cretacicul flişului extern al Carpaţilor Orientali este remaniat dintr-o cordilieră ridicată dintr-un fundament format din şisturi verzi de tip dobrogean şi din mase cristaline mai vechi decît acestea, constituite din roci cu feldspat roşu.

În sprijinul acestei păreri pledează prezenţa arcozelor şi gresiile grosiere cu feldspat roşu din cretacic, a fragmentelor de calcare microgranulare cu radiolari şi cu tintinnide la fel ca acelea de la Bădila, precum şi prezenţa fragmentelor de şisturi verzi.

Este cunoscută părerea care a fost exprimată încă de multă vreme de R. Zuber (18) şi susţinută de L. Mrazec, G. Murgoci, S. Athanasiu şi alţii, că elementele verzi din conglomeratele paleogene şi miocene din Carpaţii Orientali provin prin remanierea din creste sau insule de şisturi verzi de tipul celor dobrogene care străbăteau marea flişului şi a miocenului.

Continuarea spre NNV a zonei şisturilor verzi din Dobrogea, formînd o creastă în fundamentul hercinic în cuprinsul geosinclinalului flişului, ar putea fi explicată numai la N de valea Buzăului.

Se pune întrebarea cum se explică prezenţa rocilor exotice dobrogene în depozitele cretacice şi paleogene de la SV de valea Buzăului.

În această privinţă noi credem că fundamentul hercinic din care a fost remaniat materialul din gresiile grosiere şi arcozele cretacice, precum şi din conglomeratele paleogene şi miocene prezintă două ramuri : una

[1]) Comunicare orală.

care are direcţia SV—NE, venind dinspre valea Dîmboviţei, şi alta cu direcţia SE—NV, venind dinspre Dobrogea. Cele două ramuri formează trunchi comun începînd din valea Putnei spre nord, unde apare fie sub forma de creste subţiri laminate, fie sub forma de insule sporadice alcătuite din diferite tipuri de roci ale fundamentului hercinic dobrogean (fig. 1).

Această părere corespunde cu ipoteza lui H. Stille (17) după care blocul denumit de el „Vistulikum" din fundamentul zonei estice a Cîmpiei Romîne şi din fundamentul Depresiunii Subcarpatice orientale reprezintă continuarea şisturilor verzi dobrogene, cu tendinţa de a se întinde printr-o ramură vestică spre valea Dîmboviţei.

Acestui bloc aparţin cordiliera cumană (12) şi cordiliera pericarpatică (4), (5), (6), (7), (8), (9), (10).

Între acest bloc şi blocul Platformei Ruse se situează depresiunea rezultată din scufundarea Dobrogei de nord, aşa-numita Depresiune Moldavă (G. Murgoci, 1910), căreia îi corespund Culoarul Precarpatic stabilit de M. G. Filipescu (9) în 1935—1942 şi Depresiunea Predobrogeană stabilită de geologii sovietici.

CONCLUZII

Din datele prezentate în lucrarea de faţă se pot desprinde următoarele concluzii :

1. În cretacicul din flişul extern al Carpaţilor Orientali începînd din apţian şi pînă la senonian inclusiv se intercalează circa 12 nivele de gresii grosiere şi arcoze cu feldspat roşu, spre deosebire de părerile care au dăinuit pînă acum, şi anume că aceste depozite ar fi localizate numai în senonian.

2. Asemenea depozite ce se întîlnesc din valea Dîmboviţei şi pînă în valea Moldovei sînt grupate în două sectoare, unul între valea Dîmboviţei şi Rîul Negru şi altul între văile Bistriţei şi Moldovei, iar între aceste sectoare asemenea depozite sînt foarte rare sau nu se cunosc încă.

3. Materialul cristalin, caracterizat prin feldspat roşu remaniat în gresiile grosiere şi arcozele din cretacic, provine din formaţiuni necarpatice, probabil dintr-un fundament hercinic din care face parte şi seria şisturilor verzi dobrogene în care sînt cunoscute roci cu feldspat roşu asemenea celui din gresiile şi arcozele cretacice.

4. Fundamentul hercinic, din care au fost remaniate în cretacic fragmentele de roci cristaline cu feldspat roşu, se prezenta în timpul cretacicului sub forma a două creste : una dirijată SV—NE şi alta dirijată SE—NV, creste care începînd din valea Buzăului spre nord formează trunchi comun paralel cu catena carpatică.

M. G. FILIPESCU ȘI G. ALEXANDRESCU

ARIA DE RĂSPÎNDIRE A ARENELOR ȘI GRESIILOR GROSIERE CU FELDSPAT ROȘU

Cadrul geologic completat în parte cu date din harta geolgică a Comitetului geologic 1:500.000

SOLCA
GURA-HUMORULUI
C-LUNG-MOLDOVENESC
Bistrița Aurie
Stulpicani
Găinești
Negrilesa
VATRA-DORNEI
Moldova
Dolia
Pipirig
TG-NEAMȚ
Bistrița
Ceahlău
Buhalnița
Bistricioara
Secu
PIATRA-NEAMȚ
Tarcău
Bistrița
Tarcăul
MOINEȘTI
COMĂNEȘTI
Trotușul
Uzul
Poiana-Uzului
TG.OCNA
Ucha
TG.SECUIESC
Ojdula
Oituz
SF.GHEORGHE
R.Negru
Covasna
BRAȘOV
Bîsca Mare
Bîsca Mică
SINAIA
Doftana
Prahova
Telejenul
SLĂNIC
Pietrosita
Brebu
Breaza
Fieni
CÎMPINA
Dîmbovița
Pucioasa
Ialomița
TÎRGOVIȘTE

LEGENDA

- Depresiuni intramontane
- Zona neogenă de la exteriorul flișului
- Depresiuni neogene din cuprinsul flișului

FLIȘUL EXTERN

- 1. Pînza de Tarcău + p. marginală
- 2. Zona de Solzi = seria șisturilor negre

FLIȘUL INTERN

- 2. Pînza int. sup.
- 1. Pînza int. inf.

- Zona cristalino-mezozoică (2) (1) — 1. Depozite mezozoice; 2. Șisturi cristaline
- Eruptivul neogen
- Arene și arcoze cu feldspat roșu, în senonian
- » » » » » » » str. de Zagon (cenom.)
- » » » » » » » gresii glauconitice (albian-cenom.)
- » » » » » » » complexul șistos (apțian-albian inf.)
- Amplasamentul probabil al cordilierei cumane

0 1 2 3 km

Des. St. Voinea

Fig. 1

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГРУБОЗЕРНИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И АРКОЗОВЫХ ПЕСКОВ С КРАСНЫМ ПОЛЕВЫМ ШПАТОМ В МЕЛЕ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

РЕЗЮМЕ

В меле внутреннего флиша Восточных Карпат с давних пор были известны прослойки грубозернистых песчаников и аркозовых песков с красным полевым шпатом. Присутствие эруптивного материала, в котором находится этот полевой шпат, объясняется наличием кордильеры, так называемой Куманской кордильеры (Т. Мурджану), прослеженной от долины Дымбовицы до долины Бузэу.

Имея в виду, что этот экзотический материал встречается в меле флиша вплоть до долины р. Молдовы, авторы установили, что вышеупомянутая кордильера имела гораздо большее распространение.

В то же время, отмечая и тот факт, что в зеленых сланцах Добруджи встречаются прослойки псефитных отложений с тем же красным полевым шпатом, авторы выдвинули гипотезу, что Куманская кордильера, которая продолжается в Восточных Карпатах прикарпатской кордильерой (М. Филипеску), имеет в своем составе среди других формаций и добруджские зеленые сланцы с псефитными прослойками детринных пород с красным полевым шпатом. Возможно, что эта кордильера является тождественной с глыбой (блоком), названной Стиллем Vistulicum.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Область распространения аркозовых песков и грубозернистых песчаников с красным полевым шпатом.

RÉPARTITION DES GRÈS GROSSIERS ET DES ARKOSES À FELDSPATH ROUGE DANS LE CRÉTACÉ DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

On connaît depuis longtemps les intercalations de grès grossiers et d'arkoses à feldspath rouge dans le Crétacé du Flysch interne des Carpates Orientales. Le matériel éruptif dans lequel on rencontre ce feldspath a été attribué à une cordillère — la Cordillère koumane (G. Murgeanu) qu'on avait pu suivre depuis la vallée de la Dîmboviţa jusqu'à la vallée du Buzău. Les auteurs ont établi par leurs recherches que cette cordillère était beaucoup plus étendue, vu que ce matériel exotique a été rencontré dans le Crétacé du Flysch jusque dans la vallée de la Moldavie.

Considérant que dans les schistes verts de Dobrogea on rencontre des intercalations de dépôts pséphitiques avec le même feldspath rouge, les auteurs opinent que la Cordillère koumane qui se continue dans les Carpates Orientales par la cordillère péricarpatique (M. Filipescu) comprend, entre autres formations, des schistes verts de Dobrogea à intercalations pséphitiques de roches détritiques à feldspath rouge. Cette cordillère correspondrait au bloc dénommé par Still, Vistulikum.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Aire de répartition des grès grossiers et des arènes à feldspath rouge, dans les Carpates Orientales.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Iaşi, 1940.
2. BĂNCILĂ I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Bucureşti, 1958.
3. CODARCEA AL., *Etude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza*, Dări de seamă Com. geol., 1937, **XXI** (1932—1933), 85—94.
4. FILIPESCU M. G., *Note préliminaire sur les recherches géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et la vallée du Doftana dans le district de Prahova*, R.R. Geol. 1933, **XIX** (1930—1931), 9.
5. — *Etude physique des sables sénoniens de Breaza*, C.R. Inst. Géol., 1937, **XXI** (1932—1933), 94—97.
6. — *Cercetări geologice între V. Teleajenului şi V. Doftanei*, Teză, Bucureşti, 1934.
7. — *Calcarele de Bădila şi câteva consideraţiuni asupra învelişului sării*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1936, **XXII**.
8. — *Etude géologique dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et du Bisca Mică*, Bul. Lab. Min., 1937, **II**.
9. — *Sur la nature et l'âge du dépôt du soubassement du Sarmatien rencontré dans le forage du Horodnic*, Bull. de la Sect. Sci. Acad. Roum., 1939, **XXI**, *1—2*.
10. — *Contribuţiuni la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din Flişul eocen dintre văile Teleajen şi Uzu*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1957, **II**, *1*.
11. MURGEANU G., *Ridicări geologice între V. Ialomiţei şi V. Bărbuletului, la nord de Pucioasa-Pietrari*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1927—1930, **XV**, 84.
12. — *Sur une cordillère anti-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1933, **XXI** (1932—1933), 69—85.
13. PREDA D., *Geologia şi tectonica părţii de răsărit a jud. Prahova*, An. Inst. geol. Rom., 1924, **X**, 13.
14. PREDA D. şi BĂNCILĂ I., *Vîrsta şisturilor negre din Bazinul Trotuşului*, Bul. Soc. rom. geol., 1934, **III**.
15. PROTESCU O. şi MURGEANU G., *Géologie de la vallée de la Prahova. Guide des excursions*, Bucureşti, 1927, 205.
16. POPESCU-VOITEŞTI I., *Aperçu synthétique sur la structure des régions Carpathiques*, Rev. Muz. geol. min. al Univ. din Cluj, 1929, **III**, *1*.
17. STILLE H., *Der geotektonische Werdegang der Karpathen*, Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 1953, *8*.
18. ZUBER R., *Neue Karpathenstudien. Über die Herkunft der exotischen Gesteine am Aussenrande der Karpathischen Flyschzone*, Jahrb. Geol. Reichsanst., 1902, **LII**.

LIMNOCARDIIDE CUATERNARE ÎN DEPOZITELE DELTEI DUNĂRII

DE

AL. V. GROSSU şi G. BALTAC

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, *membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 4 iulie 1961*

Delta Dunării, regiune în care înglobăm şi teritoriul cuprins între braţul Sfîntul Gheorghe şi complexul Razelm, a constituit obiectul unor cercetări ştiinţifice multilaterale în anii regimului nostru. Forajele efectuate în ultimii ani de către Comitetul geologic şi — în parte — de către Comitetul de stat al apelor, ne-au furnizat un bogat material de moluşte fosile şi subactuale care ne-au ajutat la înţelegerea procesului de formare a deltei. Materialul malacologic identificat în foraje a fost utilizat, în limita particularităţilor oferite de deltă, la reconstituirea unor condiţii ale mediului ecologic şi paleogeografic. Acest material din foraje ne dă posibilitatea de a aborda probleme mult mai complexe privind şi originea formelor actuale de moluşte şi, natural, consideraţii speciale asupra originii Deltei Dunării.

Încercări de a explica fauna actuală a Mării Negre şi mai ales a lagunelor sale au fost făcute şi de I. Borcea (4), (5), (6) şi Gr. Antipa (2). Ei au urmărit rezultatele la care ajunsese paleontologul N. Andrusov fără să aibă la îndemînă un material din foraje din regiunea deltei şi a limanurilor noastre, concluziile fiind scoase mai ales din studiul comparativ al formelor vii ponto-caspice sau cele rezultate din dragaje în bazinul Mării Negre de la adîncimi diferite.

Studiind un material bogat de moluşte actuale dragat în complexul de lacuri Razelm Al. V. Grossu (9) găseşte numeroase forme subactuale ce supravieţuiesc numai în Marea Caspică cărora nu le dă însă nici o explicaţie. Mai tîrziu Al. V. Grossu şi G. Paladian (10), reluînd în studiu fauna actuală de moluşte din Delta Dunării, rezultat al numeroaselor dragaje efectuate în Dunăre şi în bălţile din deltă, scot în

evidenţă prezenţa unor forme subactuale marine care suportă o salinitate mult mai mare decît cea actuală a Mării Negre, cărora de asemenea nu le-au dat o explicaţie cronologică sau ecologică. În ambele cazuri au fost determinate şi limnocardiide, specii actuale asupra originii cărora nu s-a făcut însă nici o apreciere paleontologică lipsind un material de foraj pentru comparaţii.

Ocazia fericită de a avea la îndemînă un bogat material de foraj, pus la dispoziţie de către Comitetul geologic, prin Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare, şi de către Comitetul de stat al apelor (C.S.A.), ne dă posibilitatea să urmărim fauna deltaică în succesiunea ei în timp, să identificăm diverse faciesuri la adîncimi diferite şi să stabilim unele legături filogenetice necesare şi la explicarea faunei actuale. Forajele Comitetului geologic, în medie de 50—80 m adîncime, amplasate pe aliniamente longitudinale şi transversale în deltă, precum şi forajele Comitetului de stat al apelor, amplasate în general în toate marile unităţi stuficole din deltă, au permis ca toate problemele de interpretare stratigrafică şi paleontologică să fie riguros verificate [1]).

Dintre moluştele întîlnite, în comunicarea prezentă ne referim numai la limnocardiide, atît de comune în Bazinul dacic şi cel ponto-caspic, care mai sînt reprezentate, izolat, şi în fauna actuală, cu o particularitate deosebită de a se putea adapta la salinităţi diferite ; această particularitate, urmărită în complexul faunistic în care se găsesc, dă posibilitatea unor interpretări paleoecologice interesante, care pot duce la unele concluzii privind succesiunile de asociaţii şi ajută şi la stabilirea originii şi vechimii deltei noastre.

Familia *Limnocardiidae* cuprinde forme fosile şi actuale derivate din cardiacee, ca urmare a adaptării lor la medii cu salinitate scăzută cauzată de evoluţia Bazinului sarmato-pontic (ponto-aralo-caspic). Izolarea în bazine mici cu salinitate scăzută, inferioară celei în care trăiau formele primitive, a dus la modificări privind forma cochiliei, precum şi la reducerea dentiţiei cardinale. În lucrarea de faţă nu ne propunem să studiem limnocardiidele antecuaternare, deşi în forajele din delta de nord a fost întîlnit ponţianul fosilifer cu o bogată faună de limnocardiide conducătoare.

Despre limnocardiide se poate aminti o dată cu etajul sarmaţian prin apariţia genului *Limnocardium*, derivat din genul *Cardium* prin reducerea unui dinte cardinal, şi a genului *Phyllicardium* cu dentiţia de aceeaşi structură, dar lameliformă. Genurile menţionate, la care se mai adaugă şi altele (*Prosodacna*, *Paradacna*, *Horiodacna* etc.), trec şi în pliocen unde prezintă o mare varietate de forme. Cert este că la sfîrşitul dacianului, limnocardiidele mor în masă în apele lacului dacian de pe teritoriul Cîmpiei Romîne. Tanatocenoze bogate în limnocardiide marchează deseori părţile superioare ale dacianului (14). Toţi autorii menţionează că apele lacului dulce levantin nu mai conţin nici un reprezentant al limnocardiidelor.

[1]) Pentru bunăvoinţa arătată de cele două instituţii, care ne-au pus la dispoziţie acest material, le aducem viile noastre mulţumiri.

Pentru a asigura continuitatea faunei de limnocardiide trebuie admis că ele s-au retras în Bazinul ponto-caspic la sfîrșitul dacianului cînd se întrerupe legătura cu Bazinul dacic (fig. 1). Pe teritoriul țării noastre ele revin în cuaternar în urma transgresiunilor Mării Negre. După S. Gillet (8), fauna actuală de limnocardiide a apărut în cuaternarul mijlociu

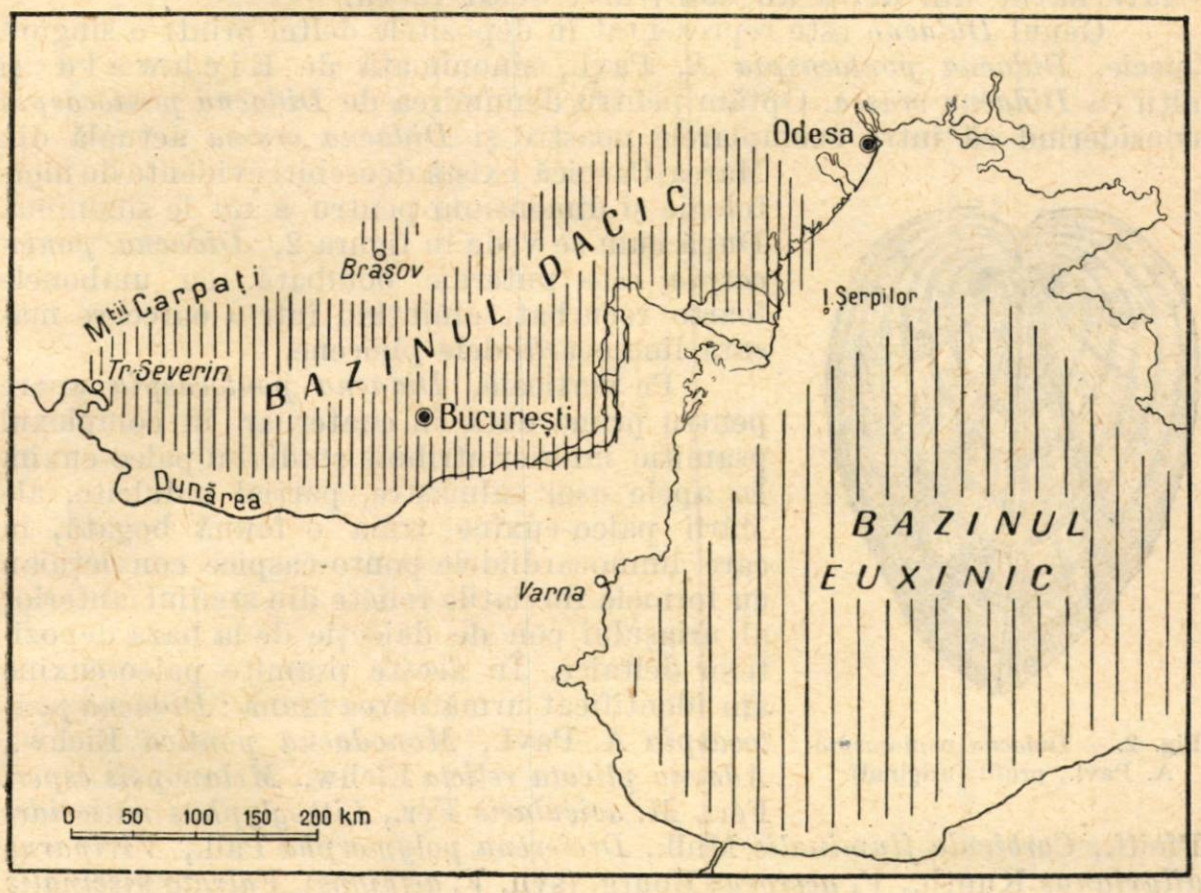


Fig. 1. — Bazinele dacic și euxinic la sfîrșitul dacianului (după S. Gillet).

și chiar mai recent. În cele ce urmează se va arăta că cele mai vechi limnocardiide cuaternare trăiau încă în pleistocen (paleo-euxin) pe teritoriul actualei delte.

★

În prezent, în Bazinul ponto-caspic limnocardiidele (syn. *Adacnidae*) se reduc la trei genuri : *Didacna*, *Monodacna*, *Adacna*. Această simplificare de tipuri nu atrage după sine și lipsa de variații individuale ; dimpotrivă, astfel de variații apar în toate direcțiile ca urmare a intervenției diferiților factori de mediu.

Pe baza materialului provenit din aproximativ 100 de foraje ale Comitetului geologic și 60 ale C.S.A. constatăm că în depozitele cuaternare ale Deltei Dunării sînt prezente următoarele specii de limnocardiide : *Didacna pontocaspia* A. Pavl., *Monodacna pontica* Eichw. (syn. *M. pseudocardium* Desh.), *M. colorata* Eichw., *Adacna plicata relicta* Mil., *A. fragilis* Mil. Fauna bogată de limnocardiide, identificată la dife-

rite adîncimi din deltă, a pus probleme deosebit de importante în ceea ce priveşte interpretarea ei. S-a încercat ipoteza dacă nu cumva prezenţa ei ar fi legată de anumite momente din istoria cuaternară a Mării Negre. Cercetările întreprinse de E. Liteanu, A. Pricăjan şi G. Baltac (15) privind transgresiunile Mării Negre în cuaternarul din deltă au confirmat acest lucru.

Genul *Didacna* este reprezentat în depozitele deltei printr-o singură specie, *Didacna pontocaspia* A. Pavl., sinonimată de Eichwald şi alţii ca *Didacna crassa*. Optăm pentru denumirea de *Didacna pontocaspia* considerînd că între exemplarele noastre şi *Didacna crassa* actuală din Marea Caspică există deosebiri evidente de morfologie şi dimensiuni pentru a nu le sinonima. După cum se vede în figura 2, *Didacna pontocaspia* este puternic bombată, cu umbonele foarte recurbat, amintind într-o oarecare măsură limnocardiidele pliocene.

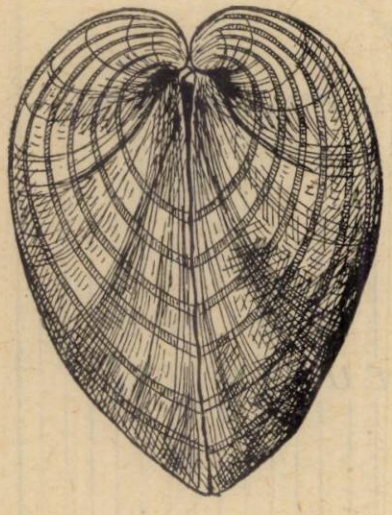


Fig. 2. — *Didacna pontocaspia* A. Pavl., profil (original).

Pe verticală, *Didacna pontocaspia* apare pentru prima dată în cuaternar în complexul psamitic inferior atribuit stadiului paleo-euxin. În apele uşor salmastre, parţial îndulcite, ale Mării paleo-euxine trăia o faună bogată, în care limnocardiidele ponto-caspice conviețuiau cu formele fluviatile relicte din stadiul anterior al uriaşului con de dejecţie de la baza depozitelor deltaice. În aceste psamite paleo-euxine am identificat următoarea faună : *Didacna pontocaspia* A. Pavl., *Monodacna pontica* Eichw., *Adacna plicata relicta* Eichw., *Melanopsis esperi* Fér., *M. acicularis* Fér., *Lithoglyphus naticoides* Pfeiff., *Corbicula fluminalis* Müll., *Dreissena polymorpha* Pall., *Viviparus diluvianus* Kunth., *V. acerosus* Bourg. (syn. *V. aethiops*), *Valvata piscinalis* Müll., *Bythinia tentaculata producta* Menke etc. În toate forajele care au străbătut complexul psamitic inferior paleo-euxin, forma *Didacna pontocaspia* nu apare în proporţie de masă, fiind în general destul de rară.

În complexul psamitic mediu al primei delte, pleistocene, a Dunării, corespunzător stadiilor uzunlar şi carangat, limnocardiidele lipsesc cu desăvîrşire. În consecinţă, trebuie admis că, deşi ele se adaptaseră unui regim de apă îndulcită (din paleo-euxin), n-au putut supravieţui regimului fluviatil în condiţiile regresiunii mării.

Didacna pontocaspia revine pe teritoriul cercetat o dată cu apele marine ale transgresiunii neo-euxine. Complexul psamo-pelitic neo-euxin din depozitele deltaice conţine bogate populaţii de *Didacna pontocaspia* care cunoaşte acum o largă dezvoltare. În numeroase foraje în depozitele sus-menţionate au fost identificate falune de *Didacna pontocaspia*. Aşa, de exemplu, forajul 2 506 (Pardina) a întîlnit — la 17 m în psamo-pelitele neo-euxine — numeroase exemplare de *Didacna pontocaspia*, aproape în exclusivitate (alături de cîteva cochilii de *Corbicula fluminalis* şi *Monodacna pontica*).

Didacna pontocaspia a mai fost identificată de noi în săpăturile arheologice de pe insula Popina (Razelm). Aici a mai fost semnalată și de K. Peters (18) în secolul trecut care o pune în legătură cu stratele de Babele.

Exemplarele de *Didacna pontocaspia* determinate din forajele noastre sînt foarte robuste, puternic bombate (fig. 2), atingînd dimensiunea de 53/47 mm.

În concluzie, apreciem că *Didacna pontocaspia* a trăit pe teritoriul cercetat doar în pleistocen, ca urmare a transgresiunilor paleo-euxine și neo-euxine. În intervalul dintre cele două transgresiuni nu s-a constatat continuitatea faunei de limnocardiide, inclusiv a populațiilor de *Didacna pontocaspia*.

Genul *Monodacna* apare în depozitele deltaice o dată cu *Didacna pontocaspia* în complexul psamitic inferior paleo-euxin. Formele identificate din aceste depozite sînt de asemenea rare. Speciile genului *Monodacna* se dezvoltă în special în neo-euxin cu adaptări interesante la variațiile de salinitate.

În depozitele deltaice, forajele executate au identificat două specii de *Monodacna*.

Monodacna colorata Eichw. nu prezintă nimic deosebit față de cochiliile actuale ale aceleiași specii. În complexul psamitic inferior, am constatat absența acestei specii. Pe teritoriul Deltei Dunării, *Monodacna colorata* este adusă de transgresiunea neo-euxină, cînd limnocardiidele cunosc o largă dezvoltare.

Monodacna pontica Eichw. are o frecvență destul de largă începînd cu depozitele aparținînd stadiului neo-euxin. Prezența acestei specii a fost însă constatată încă din complexul psamitic inferior, paleo-euxin, după cum s-a mai arătat.

Într-o serie numeroasă de foraje am identificat prezența unei varietăți carenate, cu o delimitare ecologică strictă, pe care am denumit-o *Monodacna pontica carinata* n.ssp. (fig. 3, 4 și 5). Este cunoscută tendința unor limnocardiide de a da varietăți carenate, însă pînă în prezent nu s-a încercat precizarea ecologică a acestora.

Pentru delimitarea noii varietăți, în tabelul care urmează dăm dimensiunile cochiliei pentru diverse exemplare din această varietate :

Lungime	*Înălțime*	*Grosime/2 (profil)*
5,8	5,3	2,3
9,7	9,5	3,5
12	10,5	4
14	12	5
16	14	5,5
18	16	6
19	16,5	6
24	21	7,3
27	24	8,5
29	25	8,6

Dimensiunea medie este de 19/16,5 mm. Cochilia este ușor alungită, cu partea anterioară mai ascuțită, iar cea posterioară trunchiată ; carena este

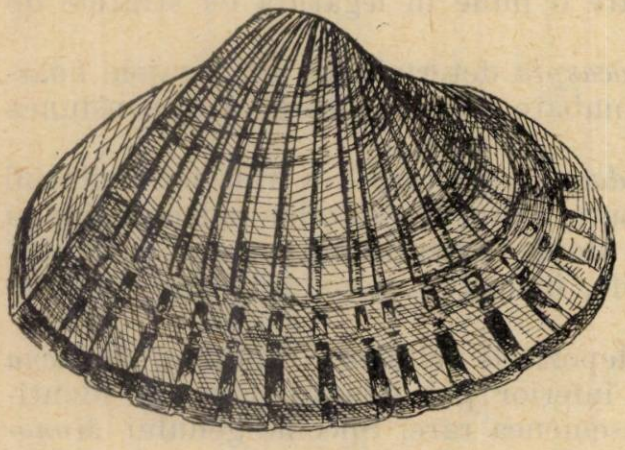


Fig. 3. — *Monodacna pontica carinata* n.ssp. (original).

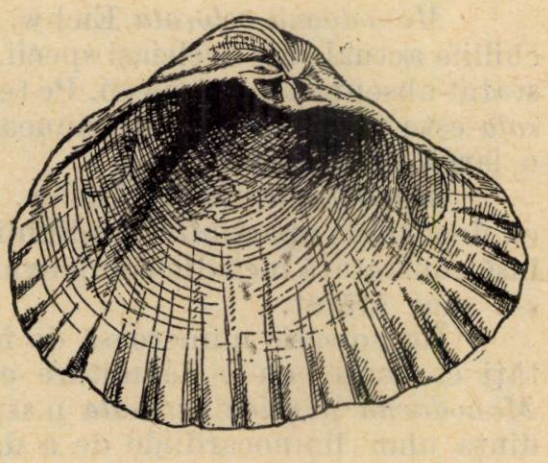


Fig. 4. — *Monodacna pontica carinata* n.ssp., fața internă (original).

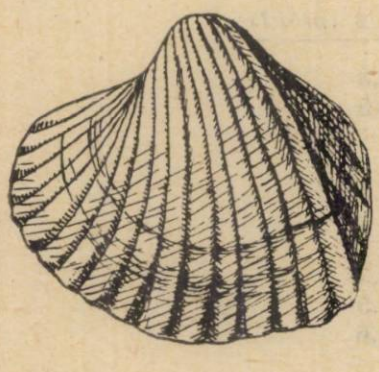


Fig. 5. — *Monodacna pontica carinata* n.ssp., exemplar juvenil (original).

posterioară, foarte evidentă la toate exemplarele, inclusiv la cele juvenile (fig. 3 şi 5). Raportul între lungime şi înălţime este de 1,1/1,2 mm. Coastele sînt în toate cazurile bine distincte, cu muchii drepte, întrerupte. Indiferent de talia cochiliei, am numărat între 21 şi 23 de coaste, dintre care în medie 5 posterioare carenei. Caracterele dentiţiei cardinale sînt în general aceleaşi ca pentru *Monodacna pseudocardium* descrise de I. B o r c e a (4). Dinţii laterali lipsesc. Sinusul paleal este în cele mai dese cazuri foarte puţin schiţat, uneori aproape lipsind. În asemenea cazuri, cînd absenţa sinusului paleal făcea incertă însăşi determinarea generică (caracter de *Didacna*), am luat în considerare caracterele dentiţiei.

În forajul 979 (localitatea Sulina), la adîncimea de 42 m, într-un tronson atribuit cu certitudine stadiului neo-euxin, am identificat următoarea asociaţie faunistică împreună cu forma carenată : *Dreissena polymorpha* Pall., *D. rostriformis* Desh. var. *distincta* Andr., *Micromelania caspia* Eichw., *M. lincta* Müll. etc. Acelaşi facies salmastru caspic îl întîlnim în forajul 973 (Dunavăţ), la 18 m adîncime : *Monodacna pontica carinata, Dreissena rostriformis distincta, Corbicula fluminalis, Micromelania caspia* etc.

O mai largă răspîndire a formei carenate se întîlneşte o dată cu ultima pătrundere a apelor mediteraneene în bazinul Mării Negre, corespunzătoare stadiului vechi al acestei mări. La începutul acestui stadiu salinizarea se produce treptat, primele forme mediteraneene care pătrund fiind în general eurihaline. În această epocă de tranziţie, speciile de limnocardiide se retrag din bazinul marin în lagune şi la gurile fluviilor. Singurul reprezentant al acestei familii, care se adaptează creşterii procentului de salinitate, este *Monodacna pontica carinata*. Ne întemeiem afirmaţia pe faptul că în majoritatea forajelor executate pe teritoriul afectat de transgresiunea stadiului vechi al Mării Negre la baza depozitelor sus-menţionate au fost identificate exemplare numeroase din această varietate în condiţiile absenţei altor limnocardiide. Astfel, în forajul 1 009 (Crişan), la adîncimea de 10 m, am găsit următoarele forme : *Cardium edule, Mytilus galloprovincialis, Monodacna pontica carinata* etc. Aceeaşi situaţie la forajul 972, la 20,60 m adîncime : *Cardium edule, Ostrea lamellosa, Mytilus galloprovincialis, Monodacna pontica carinata, Tapes lineatus* etc. Forme tot mai izolate de *Monodacna pontica carinata* se întîlnesc în aluviunile superficiale. Pentru a afirma cu certitudine acest lucru am avut la dispoziţie forajele hidrotehnice efectuate de C.S.A. care, prin fauna minuţios recoltată pînă la adîncimea de 10 m, ne-au permis să tragem concluzia că *Monodacna pontica carinata* a dispărut în holocen.

În cartările geologice de pe insula Bisericuţa (Razelm), într-un nivel de terasă, a fost constatată prezenţa formei *Monodacna pontica carinata* în asociaţie cu următoarele specii : *Corbula mediterranea* Da Costa, *Mytilus galloprovincialis* Lmk., *Nassa reticulata* L. etc.

Nu este greu de tras concluzia că în trecutul nu prea îndepărtat *Monodacna pontica carinata* trăia într-o apă accentuat salmastră, alături de unele forme mediteraneene, dispărînd în momentul cînd salinitatea crescîndă a depăşit limitele la care putea rezista.

Monodacna pontica carinata a trăit în stadiul neo-euxin şi începutul stadiului vechi al Mării Negre, fiind strict adaptată mediului salmastru şi celui salmastru-marin. Localizarea ecologică a determinat noi caractere morfologice ale cochiliei, care devine mai robustă şi puternic carenată.

Genul *Adacna* este prezent în depozitele deltaice, începînd din epoca paleo-euxină, prin specia *Adacna plicata relicta* Eichw. Datorită fragilităţii cochiliei acestei specii, sau poate chiar a rarei sale frecvenţe, am identificat foarte puţine exemplare de *Adacna plicata relicta* în complexul psamitic inferior paleo-euxinic. În forajul 1 001 (Ceatal Sf. Gheorghe), la adîncimea de 41 m, am colectat următoarea faună paleo-euxină : *Limnaea stagnalis*, *Tropidiscus planorbis*, *Melanopsis acicularis*, *M. esperi*, *Dreissena polymorpha*, *Monodacna pontica*, *Adacna plicata relicta*. Cele două exemplare de *Adacna* sînt relativ mari şi cu platoul cardinal puternic repliat.

În complexul psamo-pelitic neo-euxin, adacnele, deşi îmbogăţite specific prin apariţia speciei *Adacna fragilis*, continuă să fie foarte rare. În forajul 1 007 (Roşuleţ), la 35 m adîncime, în depozitele sus-menţionate, am întîlnit următoarea faună : *Adacna plicata relicta*, *A. fragilis*, *Cardium edule*, *Corbicula fluminalis*, *Dreissena polymorpha*, *Monodacna pontica carinata* şi altele. La km 88, pe braţul Sf. Gheorghe (forajul 1 003), la adîncimea de 11—13 m, am identificat exclusiv limnocardiide : *Adacna fragilis*, *Monodacna colorata*, *M. pontica* (falune). În forajul 2 035 (Razelm), la adîncimea de 0,30 m, am colectat numeroase exemplare de *Adacna plicata relicta* împreună cu : *Hydrobia ventrosa*, *Cardium edule*, *Corbula mediterranea* etc.

Adacnele cunosc o largă răspîndire în păturile superioare ale neo-euxinului. Aşa, de exemplu, în forajul 1 009 executat la Crişan s-au identificat falune de *Adacna plicata relicta* şi *A. fragilis*, în asociaţie cu următoarele forme salmastre : *Micromelania caspia*, *M. lincta*, *Dreissena rostriformis distincta*, *D. polymorpha*, *Monodacna pontica* şi altele.

Deşi am avut la dispoziţie puţine exemplare de *Adacna* provenite din forajele executate în deltă, apreciem că ele au fost aduse pe acest teritoriu pentru prima dată în cuaternar de apele transgresive ale Mării paleo-euxine, o dată cu celelalte limnocardiide. O mai largă răspîndire au cunoscut însă în neo-euxin cînd au fost reprezentate prin cele două specii existente şi azi.

★

Din analiza succesiunilor de faciesuri oglindite pe verticală în depozitele deltaice cuaternare ale Deltei Dunării, reise marea varietate a acestora în care trecerile de la mediul dulce-salmastru-marin se făceau aproape insesizabil ; limnocardiidele au constituit factor comun în aceste treceri, coabitînd cu forme de apă îndulcită (paleo-euxin), salmastre (neo-euxin), iar ca elemente izolate chiar în mediul marin (stadiul vechi al Mării Negre).

Într-o serie de foraje, trecerile dintr-un facies în altul se fac aproape pe nesimţite. În aceste foraje (1 007, 1 063 etc.) salinizarea crescîndă a mediului este fidel oglindită în componenţa faunei. Un exemplu elocvent

îl oferă forajul 1 008 (oraşul Sulina) care, la o adîncime sub 45 m, conţine faună salmastră tipică (neo-euxină), printre care din limnocardiide *Monodacna colorata* şi *M. pontica carinata*, iar în intervalul 40—45 m la asociaţia menţionată se adaugă *Cardium edule* şi *Scrobicularia plana* forme mediteraneene. Deasupra urmează stratul de faună marină corespunzător stadiului vechi al Mării Negre la baza căruia se găsesc cochilii izolate de *Monodacna pontica carinata*, după care limnocardiidele dispar cu desăvîrşire.

Studiul amănunţit al faunei de limnocardiide cuaternare a arătat că schimbarea salinităţii şi în general a mediului de viaţă a atras după sine modificări morfologice ale cochiliei. Într-adevăr, forma şi dimensiunea cochiliei sînt în legătură directă cu granulozitatea materialului litologic în care s-au sedimentat. În depozitele psamo-psefitice, limnocardiidele au cochilii robuste şi dentiţie cardinală puternică, uneori repliată (limnocardiidele paleo-euxine). În psamo-pelitele neo-euxine, limnocardiidele sînt în general mărunte şi friabile. Salinizarea mediului biotic se accentuează o dată cu instalarea stadiului vechi al Mării Negre care a dus la apariţia unei varietăţi ecologice, *Monodacna pontica carinata*. Treptat, apele îşi continuă salinizarea, iar limnocardiidele părăsesc bazinul Mării Negre, retrăgîndu-se în limane, lagune, precum şi la gurile marilor fluvii, unde au supravieţuit pînă astăzi.

★

Stratigrafic, constatăm că limnocardiidele, dispărute pe teritoriul ţării noastre la sfîrşitul dacianului, sînt aduse din nou în această regiune în cuaternar de transgresiunea Mării paleo-euxine (pleistocen inferior). O dată cu regresiunea apelor paleo-euxine şi instalarea stadiilor uzunlar-carangat, limnocardiidele dispar de pe teritoriul cercetat, astfel încît fauna primei delte, pleistocene, a Dunării este lipsită de limnocardiide. Transgresiunea neo-euxină readuce pe teritoriul cercetat speciile de limnocardiide, care cunosc în această epocă cea mai largă dezvoltare din cuaternar. În holocen, apele Mării Negre încep să se salinizeze (stadiul vechi al Mării Negre — actual) ceea ce obligă limnocardiidele să se retragă în lagune, lacuri şi gurile marilor fluvii.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ЛИМНОКАРДИИ В ОТЛОЖЕНИЯХ ДУНАЙСКОЙ ДЕЛЬТЫ

РЕЗЮМЕ

Как следствие обработки палеонтологического материала, полученного при закладке Геологическим комитетом скважин в Дунайской дельте, авторы установили присутствие трех родов из семейства лимнокардий (Lamellibranchia). На исследованную территорию лимнокардии были принесены четвертичными трансгрессиями Черного моря.

Они характеризуют стадии палео-евксина и нео-евксина, а также нижние горизонты древней стадии Черного моря.

Наряду с видами Didacna pontocaspia A. Pavl., Monodacna pontica Eichw., M. colorata Eichw., Adacna plicata relicta Mil., A. fragilis Mil. авторы установили присутствие формы Monodacna pontica carinata n. ssp., экологически строго ограниченную, принадлежащую к нео-евксину, а также к нижним горизонтам древней стадии Черного моря.

Изучение лимнокардий в отложениях Дунайской дельты помогло определению горизонтов этих отложений, а также и установлению четвертичных трансгрессий Черного моря на исследованной территории.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Дакийский и Евксинский бассейны в конце дакийского яруса (по Жиллету).

Рис. 2. — Didacna pontocaspia A. Pavl., разрез (ориг.).

Рис. 3. — Monodacna pontica carinata n. ssp., разрез (ориг.).

Рис. 4. — Monodacna pontica carinata n. ssp., внутренняя сторона (ориг.).

Рис. 5. — Monodacna pontica carinata n. ssp,. молодой экземпляр (ориг.).

LIMNOCARDIIDÉS QUATERNAIRES DANS LES DÉPÔTS DU DELTA DU DANUBE

RÉSUMÉ

À la suite des analyses du matériel paléontologique provenant des forages exécutés dans le delta du Danube par le Comité Géologique, les auteurs ont pu identifier la présence de trois genres de la famille des Limnocardiidés (*Lamellibranchia*). Ceux-ci y ont été apportés par les transgressions quaternaires de la mer Noire et ils caractérisent les stades Paléoeuxin, Néoeuxin ainsi que les horizons inférieurs du Stade Ancien de la mer Noire.

A côté des espèces *Didacna pontocaspica* A. Pavl., *Monodacna pontica* Eichw., *M. colorata* Eichw., *Adacna plicata relicta* Mil., *A. fragilis* Mil., les auteurs ont établi la présence de la forme *Monodacna pontica carinata* n.ssp., strictement délimitée au point de vue écologique, spécifique au Néoeuxin et aux horizons inférieurs du Stade Ancien.

L'étude des Limnocardiidés des dépôts du delta du Danube a contribué à la détermination de l'horizon des dépôts ainsi qu'à la détermination des transgressions quaternaires de la mer Noire dans le territoire étudié.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Bassins dacien et euxinique à la fin du Dacien (d'après Gillet).
Fig. 2. — *Didacna pontocaspia* A. Pavl., profil (original).
Fig. 3. — *Monodacna pontica carinata* n.ssp. (original).
Fig. 4. — *Monodacna pontica carinata* n.ssp., face interne (original).
Fig. 5. — *Monodacna pontica carinata* n.ssp., exemplaire juvénile (original).

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOV N., *Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes*, Mém. de la Soc. R. des Sci. de Bohème à Praga, 1927.
2. ANTIPA GR., *Marea Neagră*, Acad. Rom., Publ. fond. „V. Adamachi", 1941, **X**, *LV*.
3. АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Н. и СТРАХОВ, *Геологическое строение и развитие Черного Моря*, Изд. Акад. Наук СССР, Москва, 1938.
4. BORCEA I., *Quelques rémarques sur les Adacnides et principalement sur les Adacnides des lacs Razelm*, Ann. Sci. Jassy, 1923, *12—13*.
5. — *Nouvelles observations sur la faune cotière du littoral roumain de la mer Noire*, Ann. Sci. Jassy, 1929, *15*.
6. — *Observations sur la faune des lacs Razelm*, Ann. Sci. Jassy, 1923, *12—13*.
7. ФЕДОРОВ П. В., *О колебаниях уровня Черного Моря и послеледниковое время*, Докл. Акад. Наук СССР, 1959, **124**, *5*.
8. GILLET S., *Les Limnocardiidés des Couches à congéries de Roumanie*, Mém. Inst. Géol. Roum., 1943, **IV**.
9. GROSSU AL. V., *Moluştele din sistemul de lacuri Razelm*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1952, **IV**, *3*.
10. GROSSU AL. V. şi PALADIAN G., *Contribuţiuni la studiul moluştelor din Deltă şi bazinul Dunării inferioare*, An. Inst. cercet. pisc., 1956, **I**.
11. ЖАДИН В. И., *Моллюски пресных и солоноватых вод СССР*, Акад. Наук СССР, Москва, 1952.
12. LINDHOLM W. A., *Zur Kenntnis der Malakofauna des Unterlaufes des Dnjepr*, Trav. de la St. biol. du Dniepr, Kiev, 1930, *5*.
13. LITEANU E., BANDRABUR T. şi BALTAC G., *Prezenţa sp. Corbicula fluminalis Müll. în holocenul din bazinul inferior al Dunării*, Comunicările Acad. R.P.R., 1961, **XI**, *1*.
14. LITEANU E., *Limita superioară a terţiarului*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *2*.
15. LITEANU E., PRICĂJAN A. şi BALTAC G., *Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării*, Stud. şi cercet. geol., 1961, **VI**, *4*.
16. MURATOV M. V., *Istoria bazinului M. Negre în legătură cu dezvoltarea regiunilor înconjurătoare*, Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., 1952, *7*.
17. НЕВЕССКАЯ Л. А., *Донные комплексы моллюсков верхнечетвертичных отложений прибрежной области Черного Моря*, Труды Океаногр. Ком., 1960, **IV**.
18. PETERS K., *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha*, Viena, 1867.
19. PFANNENSTIEL M., *Die Quartärgeschichte des Donaudeltas*, Bonner Geogr. Abhand., Bonn, 1950.

DOUĂ SPECII NOI DE *NINNIA* ÎN MEOȚIANUL DIN OLTENIA DE VEST (BAZINUL DACIC)

DE

FL. MARINESCU

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 20 februarie 1962

În cadrul cercetărilor efectuate recent asupra neogenului din Oltenia occidentală, meoțianul ne oferă, în cîteva puncte, o faună interesantă. Chiar de la început ne-au frapat o serie de neritine, cu forme și dimensiuni deosebite, dintre care au atras atenția în primul rînd două specii noi ale subgenului *Ninnia*, pe care le vom prezenta în cele ce urmează.

La N de Tr.-Severin, între satele Băsești și Crăguești, meoțianul aflorează pe ogașul Fîntînele, tributar văii Iazoștea (la rîndul său afluent pe stînga al pîrîului Coșuștea Mică); în acest loc succesiunea începe în bază cu un nivel de pietrișuri mărunte și nisipuri, în care abundă congeriile mici și neritinele, alături de foarte numeroase exemplare de *Psilunio* (*Psilunio*) *subrecurvus* (Teyss.) și *Unio*? *subatavus* Teyss.; urmează un nivel nisipos-argilos cu congerii și *Radix*, peste care se întîlnesc din nou pietrișuri cu *Dosinia maeotica* Andrus., deasupra cărora se depun argile și marne nisipoase cu *Ostracoda*, în alternanță cu nisipuri și pietrișuri mărunte [1]). Una dintre speciile pe care o vom descrie a fost recoltată din pietrișurile cu unionide, pe care nu le-am mai întîlnit în alt loc atît de fosilifere și bine deschise ca aici.

Într-un perimetru mai nordic, la E de pîrîul Tismana, I. Huică a identificat de asemenea un meoțian cuprinzînd spre partea superioară marne vinete nisipoase, fin stratificate, cu filme de carbonat de calciu, conținînd congerii, unionide, neritine și resturi de pești. Cunoscînd preocupările noastre, ne-a pus la dispoziție o faună de neritine, pe care a recoltat-o din acest loc.

---

[1]) Asupra profilului și a întregii faune vom reveni cu amănunte într-o lucrare viitoare.

Genul **Theodoxus** Montfort, 1810

Subgenul *Ninnia* Brusina, 1902, emend Andrusov, 1912

Specia tip : **Theodoxus (Ninnia) schultzei** (Grimm) = **Neritina schultzei** Grimm, 1877

Cea mai completă şi detaliată descriere a genului se datorează lui N. Andrusov (1) [1]).

Din literatură reiese că morfologia cochiliei niniilor reflectă foarte bine influenţa mediului în care trăiesc : o zonă de ţărm, probabil stîncos, cu ape agitate ; de aceea scoica este robustă şi cu o suprafaţă întinsă de aderare la teren. Principalul caracter al subgenului fiind dat de faţa ventrală, care este largă şi plată, cu marginea peristomului dezvoltată aproape într-un singur plan. Spira mică, mamelonară (*N. schultzei*) sau plan-spirală (*N. martensi*), înscrie puţine ture. Astfel *Ninnia* seamănă foarte mult cu *Neritona* Martens, cu care a şi fost iniţial confundată de S. Brusina. Principala deosebire între aceste două subgenuri, cu areale foarte îndepărtate, constă în morfologia operculului care, din păcate, nu se păstrează în stare fosilă. Singurul reprezentant actual al subgenului *Ninnia* este *Theodoxus* (*N.*) *schultzei* (Grimm), din Marea Caspică. În stare fosilă, au mai fost menţionate de către N. Andrusov alte cinci specii din bazinul caspic, una de către S. Brusina (2) de la Markuseveč şi încă una de E. Jekelius din fauna de la Soceni (5).

În măsurătorile şi calculele biometrice efectuate, în afara celor trei dimensiuni principale — lungime, lăţime, înălţime — am mai luat în considerare lăţimea turului [2]), care pare a fi destul de constantă, precum şi cele două diametre interioare ale aperturii (fig. 1). În tabelul nr. 1 prezentăm, la fiecare specie şi morfă, limitele între care se cuprind raporturile calculate între aceste dimensiuni, precum şi valorile lor statistice.

Theodoxus (Ninnia) geticus n. sp.

(Pl. I, fig. 2 (holotip)—11 ; pl. II, fig. 12—16)

Diagnoza. Cochilie elipsoidală, destul de mare şi puternică ; spira mică, turtită, acoperită de ultimul tur. Acesta este bombat, neted, cu cîteva striuri de creştere puţin marcate. Faţa ventrală extinsă, plană, oval-alungită, subtrapezoidală sau subdreptunghiulară. Apertura semicirculară, cu marginea anterioară rotunjită şi tăioasă. Marginile superioară şi inferioară drepte, mai mult sau mai puţin paralele, formează în partea posterioară cîte un mic apendice, ca o urechiuşă, apendicele superior corespunzînd pliului făcut spre sutură de către ultimul tur. Septumul columelar plat, cu cîte o adîncitură abia vizibilă spre extremităţile laterale, are

[1]) p. 10—11.

[2]) Lăţimea turului (l_t) = diametrul exterior al ultimului tur, reprezentînd o linie perpendiculară pe planul axial al acestuia, măsurat la jumătatea lungimii.

suprafața netedă sau cu riduri foarte slabe, neregulate. Marginea columelară de obicei fin dințată în partea sa centrală, acolo unde formează un mic golf asimetric, mai adîncit în jumătatea inferioară. Ornamentația constă dintr-un desen alcătuit din dungi transversale brune închis-negricioase, nu prea regulate, de obicei destul de late, pe un fond alb-gălbui. Operculul nu se cunoaște.

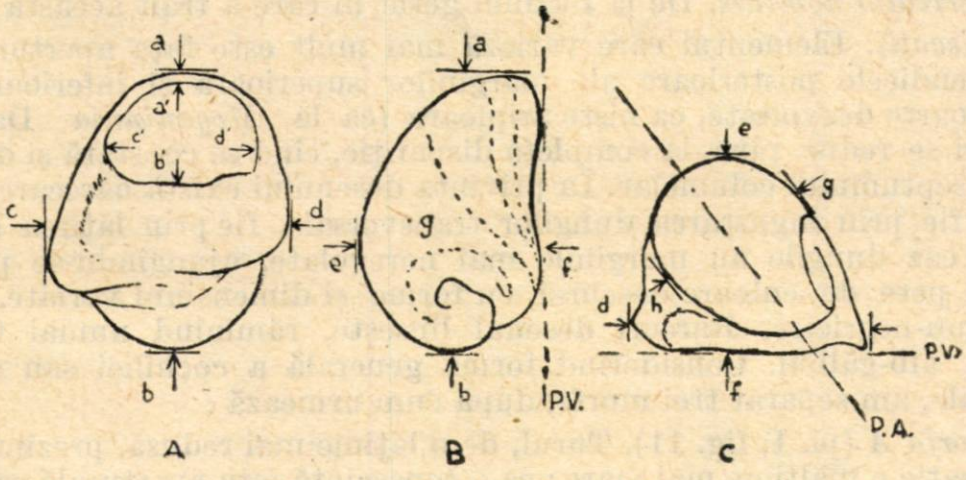


Fig. 1. — Parametrii măsurați la *Theodoxus* (*Ninnia*) *geticus* n. sp.
A, Ventral; *B*, lateral; *C*, posterior.
P.V., Planul feței ventrale; *P.A.*, planul axial al turului; *a*—*b*, lungimea (L); *c*—*d*, lățimea (l); *a'*—*b'*, lungimea aperturii (l_a); *c'*—*d'* lățimea aperturii (l_s); *e*—*f*, înălțimea (h); *g*—*h*, lățimea turului (l_t).

Diagnose. Coquille ellipsoïdale, assez grande et robuste; spire petite, couverte par le dernier tour. Celui-ci est bombé, lisse, avec quelques striures de croissance peu marquées. La face ventrale étendue, plate, d'un ovale allongé, légèrement trapézoïdale ou rectangulaire. L'ouverture semi-circulaire, à bord antérieur arrondi et tranchant. Les bords supérieur et inférieur droits, plus ou moins parallèles, forment à la partie postérieure un petit appendice, comme une oreillette, l'appendice supérieur correspondant au pli fait par le dernier tour vers la suture. Le septum de la columelle est plat, à renforcements à peine visibles vers les extrémités latérales et à surface lisse ou à rides très peu accentuées, irrégulières. Le bord columellaire en général finement denté dans sa partie centrale où il forme un petit golfe asymétrique plus enfoncé dans la moitié inférieure. La surface est ornée d'un dessin de raies transversales de couleur brun foncé-noirâtre, pas très régulières, d'habitude assez larges, sur un fond blanc-jaunâtre. L'opercule n'est pas connu.

Dimensiuni și raporturi

L[1])	13,2 ;	14,9	l_t	6,7 ;	7,5	L_l	1,42 ;	1,31	L_a	2,52 ;	2,60	T_a	1,27 ;	1,32
l	9,3 ;	11,4	l_a	5,3 ;	5,7	L_h	1,71 ;	1,73	L_s	2,24 ;	2,22	T_s	1,14 ;	1,12
h	7,7 ;	8,6	l_s	5,9 ;	6,7	L_t	1,97 ;	1,98	A	0,89 ;	0,89	H_t	1,15 ;	1,15
												H_a	1,46 ;	1,51

Holotip. Colecția Institutului geologic, București, nr. 2 218 (leg. Fl. și J. Marinescu).

[1]) Valorile din prima coloană corespund holotipului, cele din coloana a doua exemplarului cu dimensiunile cele mai mari.

Material. Posedăm 66 de exemplare din forma tip, 57 de exemplare grupate în trei morfe şi 4 exemplare juvenile, în stare de conservare destul de bună.

Locus tipicus. Valea Fîntînele, afluent al văii Iazoştea, la V de satul Crăgueşti (N de Tr.-Severin). Nivelul de pietrişuri cu *Psilunio* (*Psilunio*) *subrecurvus* (Teyss.) şi *Unio*? *subatavus* Teyss. Meoţian.

Derivatio nominis. De la Bazinul getic, în care a trăit această specie.

Discuţii. Elementul care variază mai mult este faţa aperturală, la care apendicele posterioare ale marginilor superioară şi inferioară sînt uneori foarte dezvoltate, ca nişte aripioare (ca la *Meganinnia* Davidaşvili), ori se reduc pînă la completa dispariţie, cînd se constată şi o îngroşare a septumului columelar. În privinţa desenului există oarecare variabilitate fie prin îngustarea dungilor transversale, fie prin lăţirea lor; în ultimul caz dungile au marginile mai neregulate, ajungîndu-se pînă la benzi de pete de culoare deschisă, cu forme şi dimensiuni variate, pe un fond brun-negricios. Rareori desenul lipseşte, rămînînd numai fondul, uniform, alb-gălbui. Considerînd forma generală a cochiliei sau a feţei aperturale, am separat trei morfe, după cum urmează :

Morfa A (pl. I, fig. 11). Turul, de o lăţime mai redusă, prezintă prin compensaţie o înălţime mai mare ; ca o consecinţă faţa aperturală este mai alungită, cu unghiul dintre marginile posterioară şi inferioară obtuz, iar raportul L_t atinge valori maxime chiar de 2,14—2,25 (tabelul nr. 1).

Morfa B (pl. I, fig. 9, 10 şi pl. II, fig. 12). Principalul caracter diferenţial este îngroşarea septumului columelar ; ca o consecinţă, sau marginea posterioară a suprafeţei aperturale este foarte dezvoltată, sau marginea superioară a acesteia, ocolind spira, creşte pe direcţia axului turului.

Morfa C (pl. II, fig. 15 şi 16). Aceasta este mai globuloasă, cu tendinţa de rotunjire a suprafeţei aperturale, care în general este totuşi subdreptunghiulară. Marginea superioară a aperturii, ceva mai înălţată decît septumul columelar, se dezvoltă mult înapoi, ocolind spira, care devine puţin mamelonară, cu planul axial aproape paralel planului feţei ventrale. Pliul format de tur spre sutură tinde să acopere apexul.

Formele juvenile (pl.II, fig. 13 şi 14). Cei patru indivizi tineri găsiţi au caracterele generale ale speciei, dar forma cochiliei este semisferică ; faţa aperturală, aproape circulară, devine subpătratică cu creşterea cochiliei.

Raporturi şi diferenţe. Specia de faţă se deosebeşte net de toate celelalte specii de *Ninnia* cunoscute în literatură, atît prin aspectul cochiliei cît şi prin ornamentaţie ; oarecare asemănări prezintă numai cu *Th.*(*N.*) *schultzei* (Grimm), descrisă de N. Andrusov, mai ales în privinţa feţei ventrale. Totuşi forma generală a aperturii la specia caspică rămîne circulară şi tendinţa de a deveni pătratică există numai vag, la unele exemplare, cînd se schiţează şi un mic apendice al marginii superioare, ca şi la specia noastră (1)[1] ; prin aceasta indivizii tineri sînt cei care prezintă asemănări mai mari cu formele descrise de N. Andrusov, diferenţele accentuîndu-se paralel cu creşterea cochiliei.

[1]) pl. II, fig. 3.

Theodoxus (Ninnia) galeatus n. sp.

(Pl. II, fig. 17 (holotip), 18—23)

Diagnoza. Cochilia, destul de robustă, globuloasă, semisferică, de mărime medie. Spira mică, turtită dar evidentă, marcată printr-un șanț sutural. Ultimul tur este mare, cu secțiune subpătratică, ușor bombat, neted ; în apropierea spirei, spre margine, formează un pliu mai puțin marcat decît la *Th.* (*N.*) *geticus* ; buza externă ascuțită, dezvoltată mult în jos. Fața ventrală extinsă, subplană, circulară ; marginea superioară a aperturii mai lungă decît cea inferioară. Septumul columelar plat, cu o mică scobitură la partea inferioară, acoperit cu granule foarte fine ; marginea columelară de obicei nedințată, netedă, cu un golf median puțin marcat, asimetric. Desenul, pe un fond gălbui deschis, constă din dungi transversale, dese, fine, egale ca lățime cu spațiul dintre ele, slab ondulate mai ales spre buza anterioară. Operculul nu se cunoaște.

Diagnose. Coquille assez robuste, globuleuse, hémisphérique, de grandeur moyenne. La spire est petite, plate, mais évidente, marquée par un sillon sutural. Le dernier tour est grand, à section légèrement carrée, un peu bombée et lisse ; près de la spire le dernier tour forme un pli moins marqué que chez *Th.* (*N*) *geticus* ; le labre extérieur tranchant, très développé vers le bas. La face ventrale étendue, presque plane, circulaire ; le bord supérieur de l'ouverture est plus long que l'inférieur. Le septum columellaire, finement granulé, est plat avec un petit creux à la partie inférieure ; le bord columellaire n'est d'habitude pas denté, formant un golfe central peu marqué, asymétrique. Le dessin, sur un fond blanc-jaunâtre consiste en raies transversales, fines et serrées, de largeur égale à celle de l'intervalle qui les sépare, faiblement ondulée surtout vers le labre antérieur. L'opercule n'est pas connu.

Dimensiuni și raporturi

L	10,2 ; 11,8	P_t	5,5 ; 6,6	L_l	1,18 ; 1,29	L_a	2,26 ; 2,61	T_a	1,22 ; 1,47
l	8,7 ; 9,1	P_a	4,5 ; 4,5	L_h	1,70 ; 1,75	L_s	1,85 ; 1,76	T_s	1,00 ; 0,99
h	6,0 ; 6,7	P_s	5,5 ; 6,7	L_t	1,85 ; 1,78	A	0,82 ; 0,67	H_t	1,09 ; 1,02
								H_a	1,33 ; 1,49

Holotip. Colecția Institutul geologic, București, nr. 2 226 (leg. I. Huică).

Material. 16 exemplare, majoritatea conservate perfect.

Locus tipicus. Runcu, argile marnoase cenușii, șistoase, cu filme de carbonat de calciu și cu foarte multe resturi de pești. Meoțian (teste I. Huică).

Derivatio nominis. Galeatus = cu cască (de la asemănarea ce există între profilul acestei specii și acela al unei căști).

Discuții. Specia pare mai puțin variabilă decît precedenta, iar modificările se ivesc legate tot de fața aperturală. Cîteodată marginea posterioară a aperturii apare mai puțin evidentă, iar buza externă mai alungită, în așa fel încît formele sînt foarte apropiate de *Theodoxus stefă-*

Tabelul

Variaţia raporturilor între dimensiunile

Raportul*)		*Theodoxus*		
		forma tip	morfa A	morfa B
L_l	a**)	(0,78) 1,10—1,47(1,72)	(1,39) 1,51—1,57	1,21—1,36
	b	1,20—1,35	1,55	1,30
L_h	a	(1,07) 1,55—1,78	1,56—1,78	(1,45) 1,52—1,64
	b	1,70	1,70	1,60
L_t	a	(1,22 ; 1,69 ; 1,71)	1,88—2,25	(1,66) 1,85—2,02
	b	1,82—2,02		
		1,95	1,98	1,90
L_a	a	(2,09) 2,25—2,68 (2,84) (1,58)	2,50—2,66 (2,93)	2,28—2,60 (2,84)
	b	oscilant 2,50—2,60	2,60	2,50
L_s	a	1,81—2,54	2,00—2,45	1,73—2,05
	b	2,20	2,30	1,90
A	a	0,71—0,96	0,79—0,91	(0,64) 0,72—0,84
	b	0,80	0,80	0,80
T_a	a	1,26—1,47	1,18—1,36	1,18—1,44 (1,66)
	b	1,30	1,33	1,33
T_s	a	0,98—1,31	1,03—1,24	0,95—1,13
	b	1,15	1,09	1,00
H_t	a	1,05—1,24	1,12—1,28	1,10—1,28
	b	1,15	1,24	1,15
H_a	a	1,34—1,69	1,46—1,75	1,49—1,84
	b	0 s	c i	l a

*) Raporturile reprezintă: $L_l = \frac{L}{l}$; $L_h = \frac{L}{h}$; $L_t = \frac{L}{l_t}$; $L_a = \frac{L}{l_a}$; $L_s = \frac{L}{l_s}$; $A = \frac{l_a}{l_s}$; $T_a = \frac{l_t}{l_a}$;

**) a = Limitele de variabilitate minimă şi maximă (în paranteze valorile aberante); b = valoarea statistică.

nr. 1

principale la speciile de *Ninnia*, noi descrise

(*Ninnia*) *geticus* n.sp.			*Theodoxus* (*Ninnia*) *galeatus* n.sp.
morfa C	formele tinere	global	
1,30—1,44 1,37	0,98—1,19 1,05	(0,78) 1,10—1,57 (1,72)	(1,00 ; 1,04) 1,11—1,29 1,20
1,50—1,83 1,73	1,75—2,04 ↘	(1,07) 1,50—1,83 1,70	1,61—1,78 1,70
1,80—2,05 1,90	1,96—2,03 1,96	(1,22) 1,80—2,25 1,95	1,64—1,88(2,00) 1,80
2,44—2,68 (2,90) 2,50	2,06—2,40 ↗	(1,58) 2,25—2,68 (2,90) 2,50—2,60	(2,09) 2,24—2,61 (2,75) oscilant
1,85—2,20 2,00	1,70—1,84 ↗	1,73—2,54 2,15	(1,63) 1,73—1,95 (2,06) 1,86
0,78—0,86 0,82	0,77—0,83 ↘	(0,64) 0,71—0,96 0,80	(0,67) 0,72—0,87 0,80
1,26—1,46 (1,61) 1,32	1,08—1,18 ↗	1,18—1,47 (1,61) 1,33	(1,07) 1,20—1,52 1,33
1,00—1,16 1,10	0,87—0,93 ↗	0,95—1,31 1,10	(0,84) 0,93—1,13 (1,21) 1,03
1,07—1,22 1,12	0,86—1,15 ↗	1,05—1,28 1,14	0,98—1,15 1,05
1,45—1,77 n t	1,04—1,36 ↗	1,34—1,84 1,50—1,55	1,23—1,48 (1,62) oscilant—1,40

$T_s = \frac{l_t}{l_s}$; $H_t = \frac{h}{l_t}$; $H_a = \frac{h}{l_a}$

iar la formele tinere modul de variație în raport cu creșterea dimensiunilor.

nescui Font. [1]). Uneori extremitățile posterioare ale marginilor inferioară și superioară sînt foarte bine marcate. Alteori fața ventrală, foarte extinsă, are marginile aperturii mult dezvoltate lateral, iar labium extern crescut în jos dă profilului cochiliei o formă nautiloidă (pl. II, fig. 22, *d* și 23, *d*).

Raporturi și diferențe. Cu toate că are desenul de același tip, specia descrisă se deosebește de precedenta prin forma mai globuloasă, spira mai evidentă, neacoperită de ultimul tur, apertura circulară și nu alungită, iar valorile statistice ale raporturilor L_t și H_t cu totul diferite. Totodată secțiunea turului este rotunjită, caracter ce o apropie oarecum de *Th.* (*N.*) *martensi* (Brus.), de care diferă însă atît prin dimensiuni și ornamentație, cît și prin caracterul spirei și al aperturii. Față de celelalte specii de *Ninnia* deosebirile sînt foarte evidente. Caracterele speciei *Th.* (*N.*) *galeatus*, asemănătoare și cu acelea ale subgenului *Neritona*, ne-a pus problema locului său în sistematică. Concluzia este însă că ne aflăm în cazul unei convergențe morfologice, care apare în două areale foarte îndepărtate (*Neritona* — Bazinul indo-pacific, *Ninnia* — Bazinul ponto-caspic) impediment serios pentru formele dulcicole sau chiar salmastre.

[1]) Forma cochiliei numeroaselor exemplare de *Th. stefănescui* Font. în asociație cu *Th.* (*N.*) *galeatus* ar putea sugera că ultima nu ar fi decît o formă derivată din specia lui Fontannes, datorită condițiilor locale de mediu. O remarcă asemănătoare a făcut și E. Jekelius, în legătură cu *Ninnia soceni* și *Th. soceni* ((5), p. 116), sau arătînd marea variabilitate a cochiliei la *Th. semiplicatus* Neum. sub influența mediului (4). Totodată N. Andrusov remarcă la *N. schultzei* că operculul și radula (după Grimm) sînt foarte asemănătoare cu acelea de *Th. fluviatilis*, în timp ce cochilia s-a dezvoltat convergent cu aceea de *Neritona* ((1, p. 10). În nici un caz nu sîntem în prezența unor forme teratologice (ca de exemplu „genul" *Replidacna* (S. Gillet, 1959)). Studiul singurei specii actuale de *Ninnia* credem că ar putea duce la stabilirea unor concluzii definitive.

PLANȘA I

Fig. 2—11. — *Theodoxus* (*Ninnia*) *geticus* n.sp. Valea Fîntînele — Crăgueşti (N de Tr.-Severin). Oltenia V. Meoțian.

Fig. 2. — Holotip. Col. Inst. geol. nr. 2 218 (2,30 ×).
a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, lateral dreapta; *d*, posterior; *e*, lateral stînga.

Fig. 3. — Paratip, exemplar lipsit complet de ornamentație. Col. Inst. geol. nr. 2 220 (2,60 ×).
a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 4. — Sintip. Col. Inst. geol. nr. 2 219 (2,30 ×).
a, Lateral dreapta; *b*, posterior.

Fig. 5. — Paratip. Col. Inst. geol. nr. 2 220 (2,50 ×).
a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 6. — Paratip. Col. Inst. geol. nr. 2 220 (2,50 ×).
a, Dorsal; *b*, ventral.

Fig. 7. — Paratip. Col. Inst. geol. nr. 2 220 (2,30 ×), dorsal.

Fig. 8. — Paratip. Col. Inst. geol. nr. 2 220 (2,60 ×).
a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, lateral dreapta; *d*, posterior.

Fig. 9. — Morfa B. Col. Inst. geol. nr. 2 223 (2,40 ×).
a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 10. — Morfa B. Col. Inst. geol. nr. 2 223 (2,22 ×).
a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, lateral dreapta.

Fig. 11. — Morfa A. Col. Inst. geol. nr. 2 222 (2,33 ×).
a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

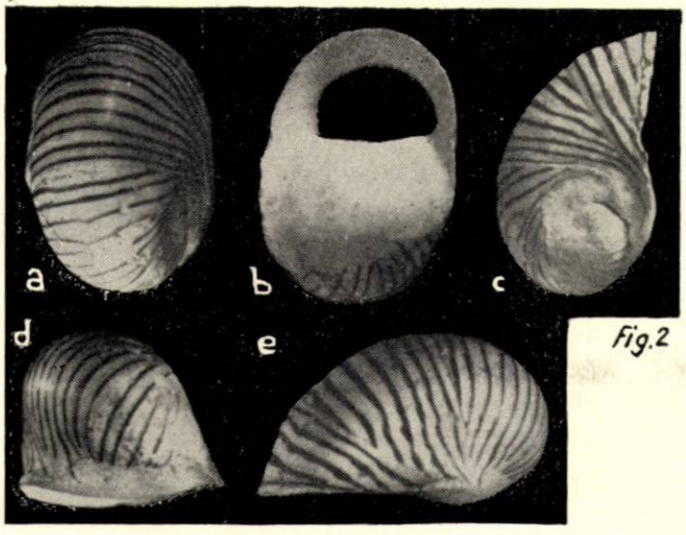


Fig.2

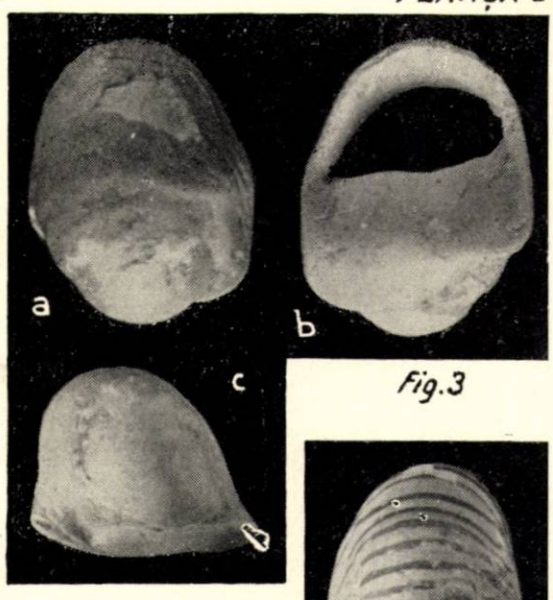


Fig.3

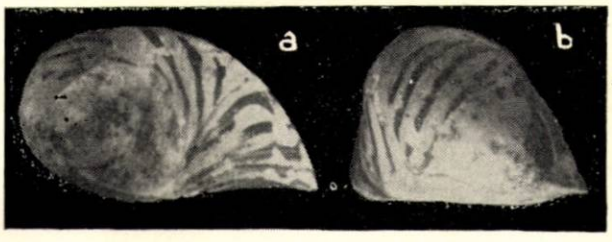


Fig.4

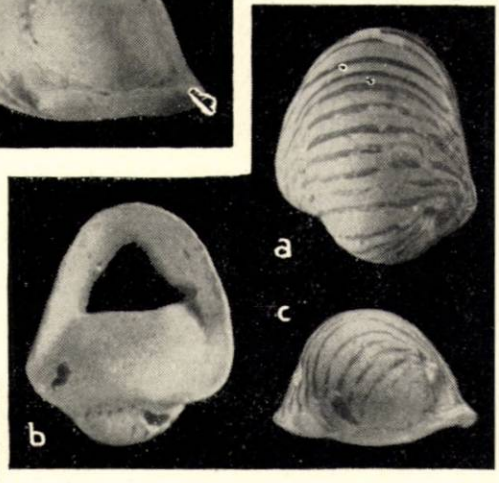


Fig.5

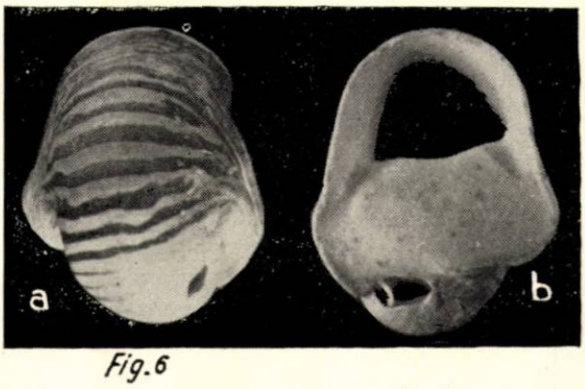


Fig.6

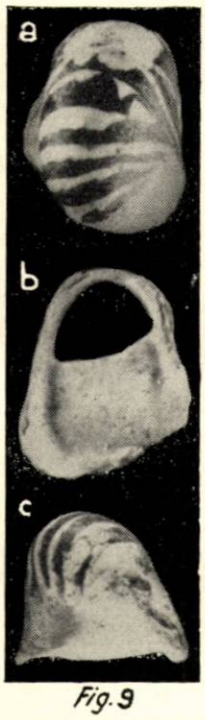


Fig.9

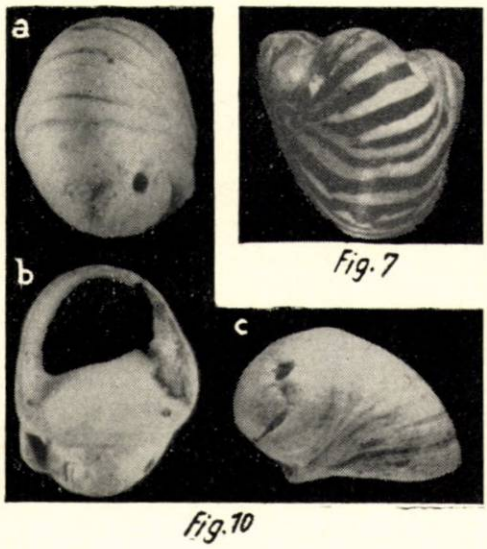
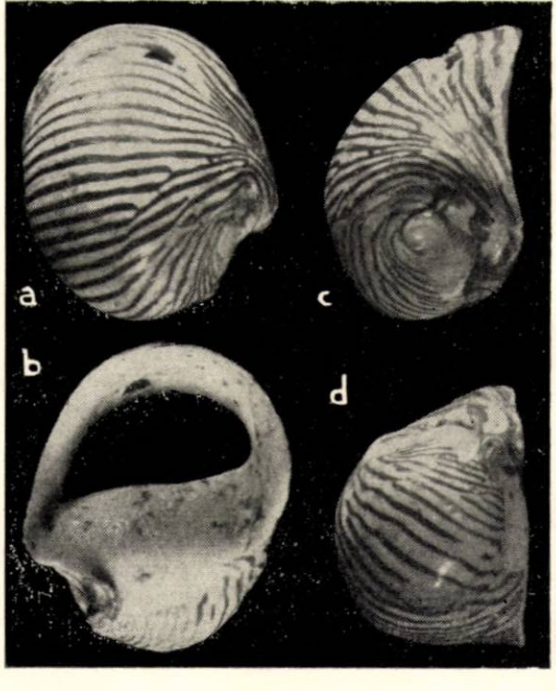


Fig.10

Fig.7

Fig.8



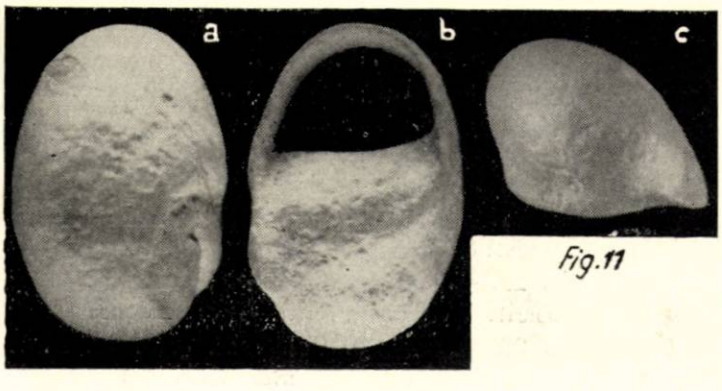


Fig.11

PLANȘA II

Fig. 12—16. — *Theodoxus* (*Ninnia*) *geticus* n.sp. Valea Fîntînele — Crăgueşti (N de Tr.-Severin). Oltenia V. Meoţian.

Fig. 12. — Morfa B. Col. Inst. geol. nr. 2 223 (2,50 ×).

a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 13. — Formă juvenilă. Col. Inst. geol. nr. 2 225 (2,63 ×).

a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 14. — Formă juvenilă. Col. Inst. geol. nr. 2 225 (3,0 ×).

a. Dorsal; *b*, ventral.

Fig. 15. — Morfa C. Col. Inst. geol. nr. 2 224 (2,6×), dungile negre tind să se unească.

a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 16. — Morfa C. Col. Inst. geol. nr. 2 224 (2,65 ×), desen normal.

a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 17—23. — *Theodoxus* (*Ninnia*) *galeatus* n.sp. Runcu (V de Tg.-Jiu). Oltenia NV. Meoţian.

Fig. 17. — Holotip. Col. Inst. geol. nr. 2 226 (2,44 ×).

a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 18. — Sintip. Col. Inst. geol. nr. 2 227 (2,20 ×).

a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 19. — Paratip. Col. Inst. geol nr. 2 228 (2,47 ×).

a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior.

Fig. 20. — Paratip. Col. Inst. geol. nr. 2 229 (2,22 ×).

a, Dorsal; *b*, ventral.

Fig. 21. — Paratip. Col. Inst. geol. nr. 2 230 (2,33 ×).

a, Dorsal; *b*, ventral.

Fig. 22. — Paratip. Col. Inst. geol. nr. 2 231 (2,22 ×).

a. Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior; *d*, lateral dreapta.

Fig. 23. — Paratip. Col. Inst. geol. nr. 2 231 (2,25 ×).

a, Dorsal; *b*, ventral; *c*, posterior; *d*, lateral dreapta.

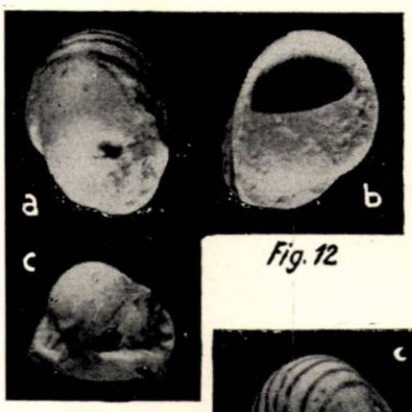


Fig. 12

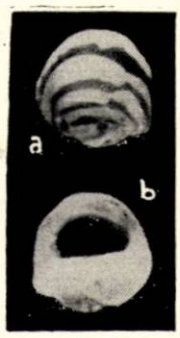


Fig. 14

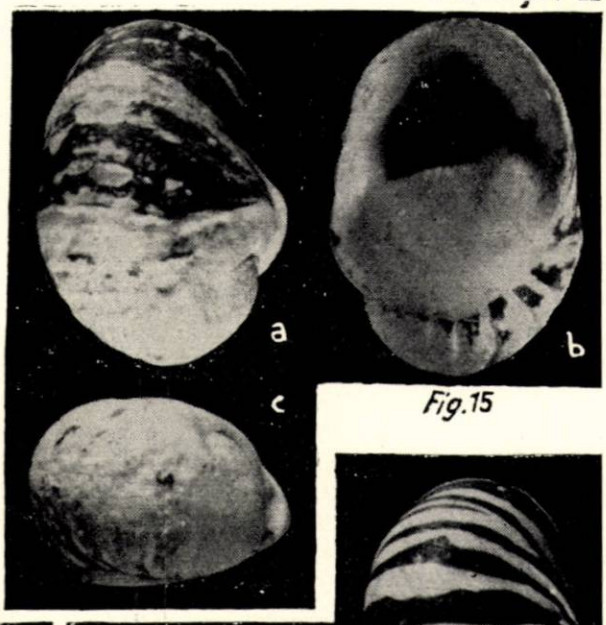


Fig. 15

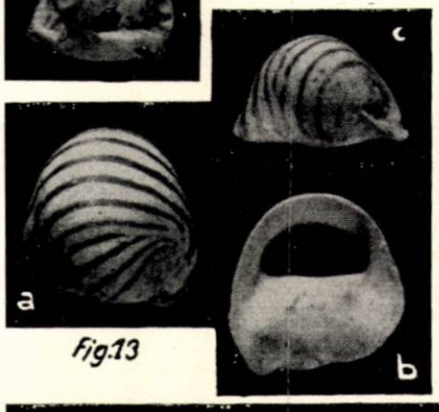


Fig. 13

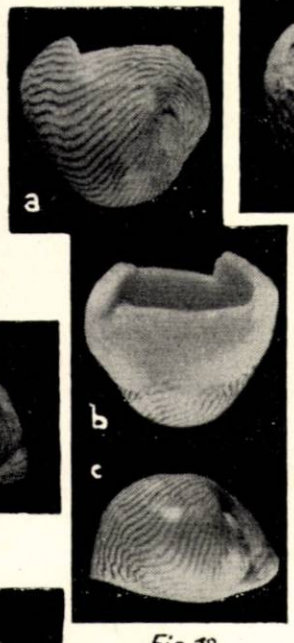


Fig. 18

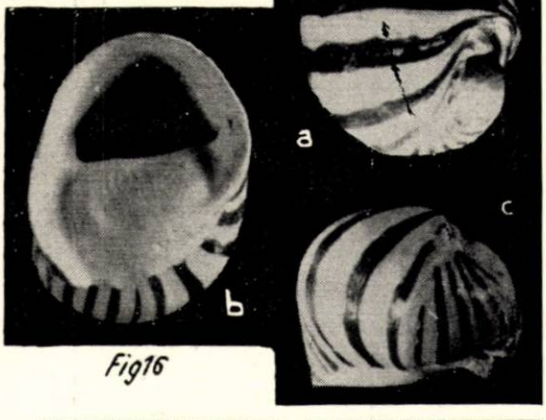


Fig. 16

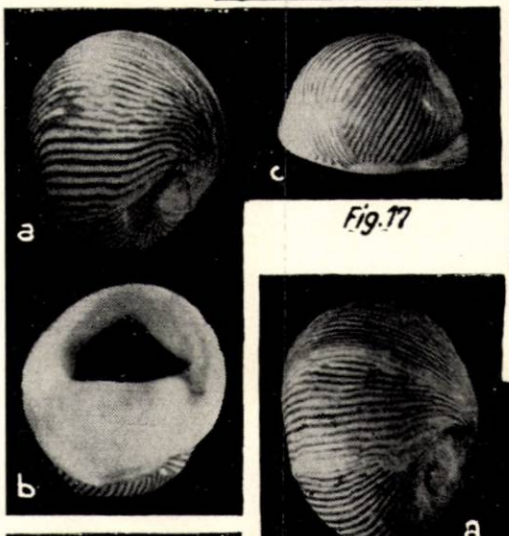


Fig. 17

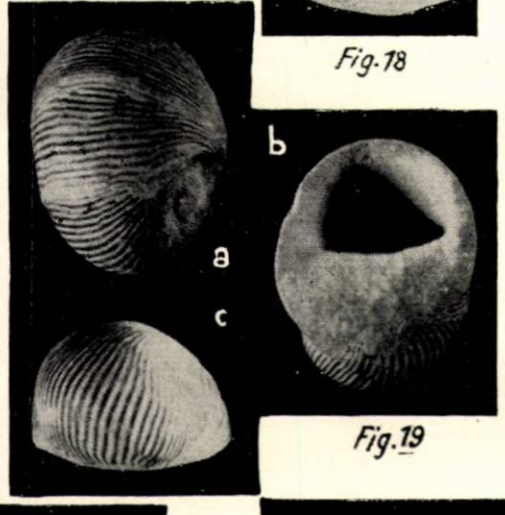


Fig. 19

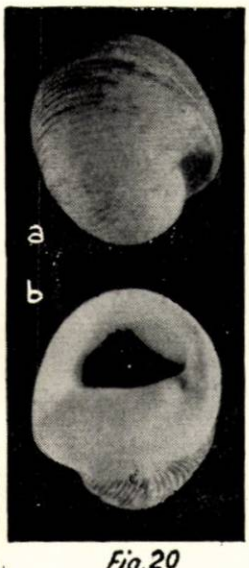


Fig. 20

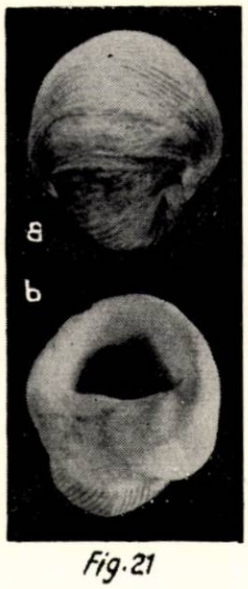


Fig. 21

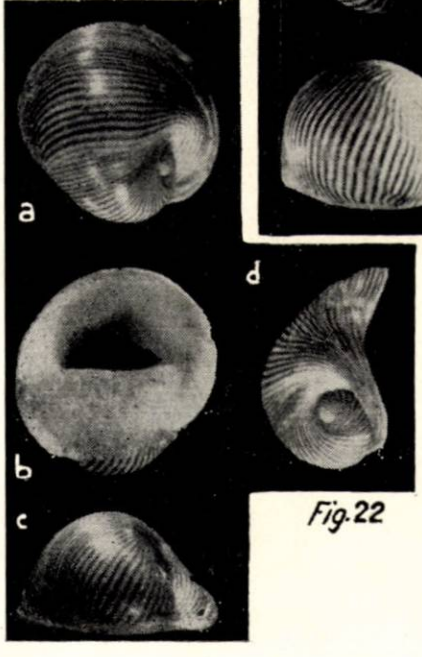


Fig. 22

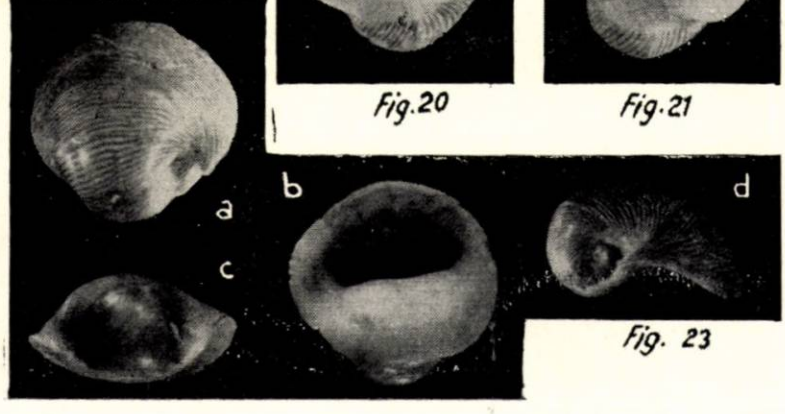


Fig. 23

CONSIDERAȚII ASUPRA MORFOMETRIEI

Din totalul de 123 de indivizi din specia *Th.* (*N.*) *geticus* au fost aleşi 51, cărora li s-au măsurat cei 6 parametri amintiți anterior (25 din forma tip, 5 din morfa A, 8 din morfa B, 9 din morfa C şi 4 exemplare tinere), iar din specia *Th.* (*N.*) *galeatus* în acest scop au fost folosite toate cele 16 exemplare.

Comparînd raporturile calculate se observă că, în afară de L, L_a şi H_a, majoritatea valorilor unui raport se grupează în jurul unei mărimi, denumită valoare statistică (tabelul nr. 1). Am observat astfel că în timp ce L_h, A şi T_a au valori statistice comune ambelor specii, raporturile L_t şi H_t sînt caracteristice fiecăreia. Raportul L_s pare a fi şi el specific. În privința raportului lungime-lățime (L) constatăm că fiecare din cele trei morfe de *Th.* (*N.*) *geticus* are cîte o valoare statistică deosebită, în timp ce la forma tip este foarte oscilantă (1,10—1,47) [1]). Se observă la indivizii tineri ale acestei specii că valorile statistice L_h şi A scad o dată cu creşterea cochiliei, în timp ce L_s, T_a, H_t, H_a şi într-o oarecare măsură şi L_a cresc proporțional cu vîrsta; L_t rămîne însă oarecum constant în jurul valorii caracteristice.

Cele de mai sus ne-ar tenta să considerăm raporturile L_t şi H_t caracteristice speciilor subgenului *Ninnia* (exceptînd H_t la indivizii tineri), iar raporturile L_h, A şi T_a caracteristice subgenului. Ipoteza se impunea însă verificată şi la celelalte specii, dar calculele efectuate cu valorile obținute din figurile reproduse de N. Andrusov (1) nu ne-au dus la nici o concluzie, deoarece ne lipseşte posibilitatea de măsurare a uneia din dimensiunile importante — l_t. Chiar fără această dificultate credem că ar fi totuşi prematur să generalizăm concluziile, înainte de o statistică pe numeroase exemplare din fiecare specie, remarcă valabilă şi pentru formele juvenile.

ДВА НОВЫХ ВИДА NINNIA В МЕОТИЧЕСКОМ ЯРУСЕ ЗАПАДНОЙ ОЛТЕНИИ (ДАКИЙСКИЙ БАССЕЙН)

РЕЗЮМЕ

В работе описываются два новых вида Ninnia из меотического яруса западной Олтении.

Некоторые экземпляры, описанные как Th. (Ninnia) galeatus, приближаются к Theodoxus stefănescui Font. Автор, ссылаясь на утверждения Жекелиуса [(15), стр. 116; (6)], а также имея в виду сходство между радулой и крышечкой у N. schultzei и Th. fluviatilis [(1), стр. 10] выдвигает вопрос, не являются ли виды Ninnia измене-

[1]) De aceea este de dorit să se evite în calcule dimensiunile cu valori foarte variabile, cum este în cazul de faţă lăţimea cochiliei.

ниями различных видов Theodoxus под местными влияниями среды. Он считает, что для разрешения проблемы необходимо исследовать современный вид N. schultzei, включая и его онтогенетическое изучение.

В морфометрические расчеты (рис. 1) автор включает внутренние диаметры отверстия и ширину завитка (l_t = внешнему диаметру последнего завитка, измеренного перпендикулярно к осевой плоскости, на половине длины). Было установлено, что соотношения L_h, A и T_a имеют общие статистические величины у обоих видов, а L_t и H_t являются характеризующими величинами каждого вида (таблица № 1). Таким образом, возникает вопрос, не могут ли эти виды быть охарактеризованы вышеупомянутыми соотношениями, а подрод значениями L_h, A и T_a.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Измеренные параметры Theodoxus (Ninnia) geticus n. sp. *A*, вентральный; *B*, боковой; *C*, задний; P.V., плоскость вентральной лицевой стороны; *P.A.*, осевая плоскость завитка; *a—b*, длина (L); *c—d* ширина (l); *a'—b'*, длина отверстия (l_a); *c'—d'*, ширина отверстия (l_s); *e—f*, высота (h); *g—h*, ширина завитка (l_t).

Таблица I

Рис. 2—11. — Theodoxus (Ninnia) geticus n. sp. Долина фынтынели-Крэгуешть на север от Турну-Северина, западная Олтения, меотический ярус.

Рис. 2. — Полный тип. Коллекция Геологического института, № 2218 (2,30 ×); *a*, дорсальный, *b*, вентральный; *c*, правый боковой; *d*, задний; *e*, левый боковой.

Рис. 3. — Паратип. Экспемпляр, абсолютно лишенный орнаментации. Коллекция Геологического института, № 2220 (2,60 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Рис. 4. — Синтип. Коллекция Геологического института, № 2219 (2,30 ×); *a*, правый боковой; *b*, задний.

Рис. 5. — Паратип. Коллекция Геологического института, № 2220 (2,50 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Рис. 6. — Паратип. Коллекция Геологического института, № 2220 (2,50 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный.

Рис. 7. — Паратип. Коллекция Геологического института, № 2220 (2,30 ×), дорсальный.

Рис. 8. — Паратип. Коллекция Геологического института, № 2220 (2,60 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, правый боковой; *d*, задний.

Рис. 9. — Морфа B. Коллекция Геологического института, № 2223 (2,40 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Рис. 10. — Морфа B. Коллекция Геологического института, № 2223 (2,22 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный, *c*, правый боковой.

Рис. 11. — Морфа A. Коллекция Геологического института, № 2222 (2,33 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Таблица II

Рис. 12—16. — Theodoxus (Ninnia) geticus n. sp. Долина Фынтынеле-Крэгуешть (на север от Турну-Северина), западная Олтения, меотический ярус.

Рис. 12. — Морфа B. Коллекция Геологического института, № 2223 (2,50 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Рис. 13. — Молодой экземпляр. Коллекция Геологического института, № 2225 (2,63 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Рис. 14. — Молодой экземпляр. Коллекция Геологического института, № 2225 (3,0 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный.

Рис. 15. — Морфа С. Коллекция Геологического института, № 2224 (2,6 ×), черные полосы стремятся к слиянию; *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Рис. 16. — Морфа С. Коллекция Геологического института, № 2224 (2,65 ×), нормальный рисунок; *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Рис. 17—23. — Theodoxus (Ninnia) galeatus n. sp. Рунку, на запад от Тыргул-Жиу, северо-западная Олтения. Меотический ярус.

Рис. 17. — Полный тип. Коллекция Геологического института, № 2226 (2,44 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Рис. 18. — Синтип. Коллекция Геологического института, № 2227 (2,20 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний.

Рис. 19. — Паратип. Коллекция Геологического института, № 2228 (2,47 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; c, задний.

Рис. 20. — Паратип. Коллекция Геологического института, № 2229 (2,22 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный.

Рис. 21. — Паратип. Коллекция Геологического института, № 2230 (2,33 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный.

Рис. 22. — Паратип. Коллекция Геологического института, № 2231 (2,22 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний; *d*, правый боковой.

Рис. 23. — Паратип. Коллекция Геологического института, № 2231 (2,25 ×); *a*, дорсальный; *b*, вентральный; *c*, задний; *d*, правый боковой.

DEUX ESPÈCES NOUVELLES DE *NINNIA* DANS LE MÉOTIEN DE L'OUEST DE L'OLTÉNIE (BASSIN DACIEN)

RÉSUMÉ

Le travail comprend une description de deux espèces nouvelles de *Ninnia* du Méotien de l'ouest de l'Olténie.

Parmi les exemplaires décrits comme *Th.* (*Ninnia*) *galeatus*, certains se rapprochent de *Theodoxus stefănescui* Font. Etant donné la ressemblance entre la radule et l'opercule de *N. schultzei* et *Th. fluviatilis* [(1) p. 10], ainsi que les constatations de Jekelius [(5), p. 116 ; (6)], ces espèces de *Ninnia* semblent représenter des modifications de différentes espèces de *Theodoxus* sous l'influence locale du milieu. L'auteur pense que la solution de ce problème exige des recherches sur l'espèce actuelle de *N. schultzei*, y compris des recherches ontogénétiques.

Dans les calculs morphométriques (fig. 1), l'auteur introduit les diamètres intérieurs de l'apperture et de la largeur du tour (l_t = diamètre extérieur du dernier tour, mesuré perpendiculairement au plan axial de celui-ci, à mi-longueur). On constate que les rapports L_h, A et T_a présentent des valeurs statistiques communes aux deux espèces, alors que L_t et H_t ont des valeurs caractéristiques pour chaque espèce (tableau 1). On soulève de cette manière le problème si les espèces ne pourraient se caractériser aussi par ces deux rapports et le sous-genre par L_h, A et T_a.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Paramètres mesurés chez *Theodoxus* (*Ninnia*) *geticus* n.sp. *A*, Vue ventrale ; *B*, latérale ; *C*, postérieure ; *P.V.*, plan de la face ventrale ; *P.A.*, plan axial du tour ; *a*—*b*, longueur (L) ; *c*—*d*, largeur (l) ; *a'*—*b'*, longueur de l'apperture (l_a) ; *c'*—*d'*, largeur de l'apperture (l_s) ; *e*—*f*, hauteur (h) ; *g*—*h*, largeur du tour (l_t).

Planche I

Fig. 2—11. — *Theodoxus* (*Ninnia*) *geticus* n.sp. Valea Fîntînele — Crăgueşti (nord de Tr.-Severin). Olténie d'ouest. Méotien.

Fig. 2. — Holotype. Coll. de l'Inst. géol. n° 2218 (2,30 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, latérale droite ; *d*, postérieure ; *e*, latérale gauche.

Fig. 3. — Paratype, exemplaire complètement dépourvu d'ornementation. Coll. de l'Inst. géol. n° 2220 (2,60 ×). *s*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 4. — Syntype. Coll. de l'Inst. géol. n° 2219 (2,30 ×). *a*, Vue latérale droite ; *b*, postérieure.

Fig. 5. — Paratype. Coll. de l'Inst. géol. n° 2220 (2,50 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 6. — Paratype. Coll. de l'Inst. géol. n° 2220 (2,50 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale.

Fig. 7. — Paratype. Coll de l'Inst. géol. n° 2220 (2,30 ×). Vue dorsale.

Fig. 8. — Paratype. Coll. de l'Inst. géol. n°2220 (2,60 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, latérale droite ; *d*, postérieure.

Fig. 9. — Morpha B. Coll. de l'Inst. géol. n°2223 (2,40×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 10. — Morpha B. Coll. de l'Inst. géol. n°2223 (2,22 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, latérale droite.

Fig. 11. — Morpha A. Coll de l'Inst. géol. n°2222 (2,33 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Planche II

Fig. 12—16. — *Theodoxus* (*Ninnia*) *geticus* n.sp. Valea Fîntînele — Crăgueşti (nord de Tr.-Severin), Olténie d'ouest. Méotien.

Fig. 12. — Morpha B. Coll. de l'Inst. géol. n° 2223 (2,50 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 13. — Forme juvénile. Coll. de l'Inst. géol. n° 2225 (2,63 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 14. — Forme juvénile. Coll. de l'Inst. géol. n°2225 (3,0 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale.

Fig. 15. — Morpha C. Coll. de l'Inst. géol. n°2224 (2,6 ×). Les rayures noires tendent à s'unir. *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 16. — Morpha C. Coll de l'Inst. géol. n°2224 (2,65 ×), dessin normal. *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 17—23. — *Theodoxus* (*Ninnia*) *galeatus* n.sp. Runcu, ouest de Tg.-Jiu, Olténie du nord-ouest. Méotien.

Fig. 17. — Holotype. Coll. de l'Inst. géol. n°2226 (2,44 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 18. — Syntype. Coll de l'Inst. géol. n°2227 (2,20 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 19. — Paratype. Coll. de l'Inst. géol. n°2228 (2,47 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure.

Fig. 20. — Paratype. Coll. de l'Inst. géol. n°2229 (2,22 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale.

Fig. 21. — Paratype. Coll. de l'Inst. géol. n°2230 (2,33 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale.

Fig. 22. — Paratype. Coll. de l'Inst. géol. n° 2231 (2,22 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure ; *d*, latérale droite.

Fig. 23. — Paratype. Coll. de l'Inst. géol, n° 2231 (2,25 ×). *a*, Vue dorsale ; *b*, ventrale ; *c*, postérieure ; *d*, latérale droite.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSSOW N., *Ueber einige Neritiniden aus neogenen Ablagerungen pontokaspischen Gebietes*, Verh. der Kaiser. russ. Mineral. Gesel., 1912, **XLIX**.
2. BRUSINA S., *Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien*, Betr. z. Pal. Oester.-Ung., 1884, **III**, *4*.
3. DAVIDAȘVILI L. K., *Fossils of the cimmerian beds*, Transactions State Petrol. Res. Inst., Moscow, 1930, *6*.
4. JEKELIUS E., *Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov*, Mem. Inst. geol. Rom., 1932, **II**.
5. — *Sarmat und Pont von Soceni (Banat)*, Mem. Inst. geol. Rom., 1944, **V**.
6. SOKOLOV M. I., *Fossils of the Tchauda Beds*, Transactions State Petrol. Res. Inst., Leningrad-Moscow, 1933, **XIII**.
7. WENZ W., *Fossilium Catalogus* I, Pars 43, 2986—2987.
8. — *Gastropoda, 2 Prosobranchia* (in SCHINDEWOLF, *Hand. der Paleozoologie*, **6**), 1938, 426.

RELAȚII HIDROGEOLOGICE ȘI HIDROGEOCHIMICE ÎNTRE APELE FREATICE ȘI APELE LACURILOR DIN CÎMPIA ROMÎNĂ ORIENTALĂ

DE

E. LITEANU și C. GHENEA

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 13 martie 1962

Încă din secolul trecut s-a semnalat, în cuprinsul Cîmpiei Romîne orientale, delimitată de teritoriul dunărean dintre rîurile Argeș și Siret, existența unor lacuri ale căror ape prezentau grade de mineralizare foarte variate. Cum în Bărăgan la N de rîul Ialomița s-a constatat pe lîngă lacurile cu ape dulci și prezența unor lacuri cu ape avînd un conținut ridicat de cloruri și sulfați alcalini, alături de cantități apreciabile de bromuri și ioduri de sodiu, aceste din urmă lacuri au fost indicate încă din acele vremuri, pentru a fi utilizate în tratamentele balneare.

Importanța apelor acestor lacuri salinizate, pusă în evidență prin efectele lor terapeutice, a atras un mare număr de cercetători care au elaborat valoroase studii hidrochimice și geomorfologice.

Au rămas totuși încă deschise o serie de importante probleme privind geneza și evoluția salinizării lor, precum și relațiile hidrogeologice și hidrogeochimice între apele lacurilor sărate și apele freatice din Cîmpia Romînă orientală.

În studiul de față, ne-am propus să aducem unele contribuții la lămurirea acestor probleme. În acest scop, ne-am întemeiat pe cercetări geologice și hidrogeologice întreprinse de noi, precum și pe un număr foarte mare de analize chimice preluate din arhiva hidrogeologică a Comitetului geologic și din lucrările de specialitate, la care însă ne vom referi în cuprins.

GENEZA LACURILOR DIN CÎMPIA ROMÎNĂ

Aruncînd o privire asupra hărţii Cîmpiei Romîne, constatăm lipsa totală a lacurilor în zona vestică şi totodată multitudinea acestora în regiunea estică. Dacă exceptăm teritoriul luncii Dunării, observăm că, de la vest spre est, primele lacuri din Cîmpia Romînă apar începînd din partea stîngă a bazinului inferior al rîului Argeş.

După E. Liteanu (16), (17), (23) Cîmpia Romînă a fost divizată în două unităţi morfostructurale distincte : partea de la vest de Argeş, denumită Cîmpia Getică, şi cîmpia cuprinsă între Argeş şi Siret, denumită Cîmpia Romînă orientală.

În raport cu distribuţia lacurilor din Cîmpia Romînă, se poate afirma că ele sînt absente în Cîmpia Getică, prezenţa lor constituind una din particularităţile Cîmpiei Romîne orientale (fig. 7).

În raport cu prezentarea lor morfologică, lacurile din Cîmpia Romînă orientală pot fi separate în trei tipuri morfogenetice : lacuri situate în lunci, lacuri situate în puncte de confluenţă şi lacuri situate în depresiuni fără scurgere.

În ceea ce priveşte lacurile situate în luncile rîurilor, menţionăm că originea lor a fost explicată ca efect al aluvionării inegale a unor porţiuni din albiile lor majore (30), (31), (40), (48).

Referitor la lacurile apărute în puncte de confluenţă, remarcăm că cercetătorii din trecut (30), (48) şi-au exprimat părerea că ele s-au format datorită depunerii unui baraj de aluviuni în dreptul punctului de confluenţă.

Cît despre originea lacurilor permanente, acumulate în depresiuni fără scurgere, cercetătorii au presupus că ele reprezintă resturile unei văi prin care curgea fie un vechi braţ al Buzăului, contemporan cu Călmăţuiul (30), fie un vechi traseu al Rîmnicului Sărat (48), vale care, apoi colmatată parţial cu nisipuri eoliene, ar fi generat actuale depresiuni fără scurgere.

În ceea ce priveşte vîrsta relativă a formării diferitelor tipuri geomorfologice de lacuri, este de reţinut că lacurile situate în lunci sînt mai tinere decît cele din punctele de confluenţă. Într-adevăr, din caracterizarea geomorfologică făcută mai înainte, reiese că lacurile din lunci au apărut recent, într-o epocă subactuală, cînd lunca a început să-şi desăvîrşească procesul de aluvionare.

Originea lacurilor din punctele de confluenţă, potrivit celor expuse, este legată de începerea procesului de aluvionare care a creat barajul de la confluenţă.

Lacurile din depresiuni fără scurgere sînt de asemenea mai vechi decît lacurile din lunci, asupra epocii la care au apărut urmînd să revenim mai departe.

★

Datorită faptului că lacurile din lunci sînt foarte tinere şi originea lor este sigură, am considerat că nu este cazul să insistăm asupra aspectelor evolutive ale genezei lor.

În cele ce urmează, ne vom referi la lacurile situate în punctele de confluenţă şi la cele din depresiuni fără scurgere, care ridică o serie de probleme de ordin genetic. În legătură cu geneza acestor lacuri, distribuţia lor în cuprinsul Cîmpiei Romîne în sensul că ele se găsesc plasate exclusiv pe teritoriul Cîmpiei Romîne orientale, ne obligă să ne referim şi la particularităţile evoluţiei geologice ale acestei regiuni, în cuaternar.

Din cercetările întreprinse de E. Liteanu şi T. Bandrabur în Cîmpia Getică meridională (21) a reieşit că procesele de subsidenţă care au afectat în pliocen teritoriul de la vest de Argeş au încetat către finele levantinului.

În Cîmpia Romînă orientală, procesele de subsidenţă au continuat însă pînă în actual (14), (16), (21), (23), (25), (27).

Această distribuţie a manifestării proceselor de subsidenţă pe teritoriul Cîmpiei Romîne se reflectă prin numeroase aspecte litologice şi geomorfologice.

Astfel, în Cîmpia Getică, relieful înalt apărut în pleistocenul inferior (25) şi menţinut pînă în actual a constituit unul dintre factorii principali ce au contribuit ca acumulările aluvionare din toate nivelele de terase să aibă caracter psefito-psamitic. Într-adevăr, în Cîmpia Getică a fost posibil ca rîurile să-şi creeze un profil de pantă destul de accentuat, care să permită transportul elementelor grosiere din regiunile carpatice pînă în zonele de confluenţă.

În zonele centrale şi externe ale Cîmpiei Romîne orientale de la est de bazinul Argeşului, se constată însă că terasele rîurilor sînt lipsite de aluviuni psefitice.

E. Liteanu (27) a semnalat, pe baza forajelor adînci executate în Cîmpia Romînă orientală, că la alcătuirea geologică a acestei regiuni iau parte depozite miocene, pliocene şi cuaternare, constituite din pelite şi psamite fine, constatîndu-se absenţa depozitelor psefitice. Această constatare se explică prin faptul că, datorită procesului continuu de subsidenţă ce a afectat Cîmpia Romînă orientală, apele superficiale care se îndreptau către acest ţinut fie dinspre interior, fie dinspre exterior, se rezolvau în lacuri sau mlaştini întinse ; aluviunile grosiere se depuneau la contactele morfologice dintre zonele cu relief înalt şi cele cu relief depresionar.

Totuşi, remarcăm faptul că toate luncile rîurilor din acest ţinut, cu obîrşia în zona de orogen, prezintă la bază un depozit de aluviuni psefito-psamitice, care constituie singurul orizont din regiune la alcătuirea căruia iau parte pietrişuri.

Forajele executate în luncile rîurilor Argeş, Dîmboviţa, Prahova, Buzău, Rîmnic etc. au întîlnit fără excepţie aluviuni grosiere. Asemenea aluviuni s-au întîlnit şi în luncile vechilor braţe ale rîurilor cu obîrşia în zona de orogen, care în prezent sînt părăsite : lunca Călmăţuiului (vechi braţ al văii Buzăului), lunca văilor Boldu, Înfundu şi Bătrîna (vechi cursuri ale rîului Rîmnic) (25).

Apariţia aluviunilor psefito-psamitice exclusiv în luncile actuale ale rîurilor din Cîmpia Romînă orientală ne permite să afirmăm că cel puţin la epoca modelării acestor unităţi morfologice procesul de subsidenţă a

încetat şi, dimpotrivă, a avut loc o ridicare a reliefului acestei unităţi morfostructurale.

Într-adevăr, forajele executate în luncile rîurilor cu izvoarele în zona de orogen au întîlnit depozite aluvionare psefito-psamitice a căror grosime variază între 7 şi 15 m. Această grosime a fost stabilită pe baza contactului tranşant dintre elementele grosiere aparţinînd aluviunilor şi materialul fin din fundament.

Din corelaţia forajelor executate în lunca rîului Ialomiţa din avale de Urziceni, s-a constatat că profilul de pantă a vechiului talveg al acestui rîu este mai accentuat decît profilul de pantă actual pe acelaşi sector (36). Acest fapt dovedeşte în primul rînd că vechiul talveg al rîului Ialomiţa a fost săpat într-un relief mai înalt şi în al doilea rînd că în prezent el este coborît, ca efect al proceselor de subsidenţă intervenite ulterior.

În consecinţă, trebuie să admitem că actualele lunci s-au dezvoltat în două etape:

— în prima etapă, prin acţiunea de eroziune a rîului, talvegul s-a adîncit pînă la circa 7—15 m în fundament;

— în a doua etapă, valea a început să se colmateze, în primul rînd cu depozite psamo-psefitice, trecînd apoi treptat la aluviuni din ce în ce mai fine.

Prin urmare, reiese că acţiunea intensă de adîncire a rîurilor în fundament, din prima etapă a formării luncilor, trebuie să fie legată de existenţa unui relief mai înalt şi în orice caz de o încetare completă a procesului de subsidenţă.

Colmatarea văii cu aluviuni, în cea de-a doua etapă de formare a luncilor, dovedeşte reînceperea proceselor de subsidenţă în Cîmpia Română orientală.

Ultima fază de adîncire a văii rîurilor constituie etapa iniţială a formării luncii actuale şi ea coincide cu săparea terasei joase, care s-a desprins ca treaptă morfologică. În consecinţă, poziţia stratigrafică a fazei de adîncire corespunde epocii de tranziţie dintre holocenul inferior şi holocenul superior, întrucît terasa joasă aparţine nivelului înalt al holocenului inferior (14), (15), (16), (21), (22), (23).

În acest interval, datorită existenţei unui relief ridicat, adîncirea talvegului rîului colector, originar din zona de orogen, a avut drept efect provocarea unei acţiuni de eroziune regresivă, care s-a manifestat probabil prin adîncirea tuturor văilor tributare rîului şi în special a acelora care îşi aveau originea în zona de cîmpie.

În etapa a doua, la reînceperea proceselor de subsidenţă din Cîmpia Română orientală, acţiunea de eroziune a încetat, indiferent dacă tributarul rîului colector îşi avea obîrşia în zona de orogen sau chiar în zona de cîmpie.

Totuşi, aceste două tipuri de afluenţi s-au comportat în mod diferit în ceea ce priveşte desfăşurarea procesului de aluvionare. Afluenţii care aveau izvoarele în Carpaţi, datorită profilului de pantă rămas accentuat întocmai ca şi rîul colector, pe porţiunea aparţinînd zonei de orogen, au continuat acţiunea de transport dar totodată au început treptat să acumuleze aluviuni în zona de cîmpie, colmatînd astfel vechiul lor talveg.

Pe de altă parte, văile tributare care îşi aveau obîrşia în zona de cîmpie au fost afectate pe întregul lor profil de pantă de procese de subsidenţă. Acest fapt a determinat stingerea în cea mai mare măsură a activităţii de eroziune şi transport şi totodată apariţia unui ritm restrîns de depunere a aluviunilor, ceea ce a contribuit ca vechiul talveg să rămînă necolmatat.

Din această cauză, la confluenţa dintre un rîu colector, avînd obîrşia în zona de orogen, cu o vale tributară ce are originea în zona de cîmpie, a apărut un baraj de aluviuni care a obstruat zona de confluenţă şi a determinat astfel apariţia unui lac în valea tributară, acumulat între porţinea rămasă adîncită şi necolmatată şi pragul de aluviuni.

În acest mod, legătura permanentă dintre văile cu lacuri şi rîuri a fost desfiinţată, zona de confluenţă fiind transformată într-un teren inundabil numai la viituri de ape.

Formarea lacurilor de confluenţă este un fenomen general în cuprinsul Cîmpiei Romîne orientale, manifestîndu-se fără excepţie la confluenţa dintre rîurile colectoare cu originea în zona de orogen şi văile cu cursuri permanente de apă care îşi au obîrşia în cîmpie şi constituie una din legile care dirijează evoluţia morfologiei acestui ţinut.

Considerentele expuse explică şi cauzele pentru care nu s-au generat lacuri la confluenţa a două rîuri care au originea în zona de orogen.

★

În privinţa originii lacurilor acumulate în depresiuni fără scurgere, presupunerea în sensul că ele ar reprezenta o veche vale parţial colmatată prin nisipuri eoliene (30), (48) nu a fost confirmată de forajele executate în zonele limitrofe lacurilor, ca şi în restul cîmpiei de nord-est. Într-adevăr, la constituţia litologică a depozitelor tinere din regiune, în care sînt situate aceste lacuri, iau parte predominant nisipuri mărunte şi nisipuri fine, iar depozitele aluvionare psefito-psamitice, care ar fi trebuit să caracterizeze o vale contemporană cu Călmăţuiul sau cu un curs vechi al Rîmnicului, sînt absente.

Părerea exprimată ulterior (28), în sensul că lacurile sărate din Cîmpia Romînă de nord-est ar reprezenta martorii unei transgresiuni holocene a Mării Negre, este în dezacord cu prezenţa faunei fosile de moluşte de apă dulce şi cu absenţa faunei fosile marine din această regiune (25).

Pe baza cercetărilor întreprinse de noi, încercăm, în cele ce urmează, să aducem unele contribuţii la genetica acestor lacuri.

Plecînd de la constatarea că lacurile din depresiuni fără scurgeri sînt distribuite exclusiv între limitele reliefului eolian din Cîmpia Romînă orientală, ne-am referit în prealabil la condiţiile de geneză ale dunelor din acest ţinut.

Privitor la geneza dunelor din Cîmpia Romînă, E. Liteanu şi T. Bandrabur (21) au adus argumente care întemeiază faptul că nisipurile eoliene provin în mod precumpănitor din mobilizarea depozitelor psamitice superficiale.

Cercetările întreprinse asupra reliefului de dune din Cîmpia Romînă orientală (25), (3), (36) au dovedit că extensiunea acestuia coincide cu regiunea în care depozitele superficiale sînt constituite din roci psamitice sau psamito-aleuritice necoezive. Aceste depozite aparţin bazei holocenului, interval în care relieful Cîmpiei Romîne orientale se găsea situat, aşa cum am arătat mai înainte, la cote mai ridicate.

Dacă mai ţinem seama că, spre finele holocenului inferior, reţeaua hidrografică a Cîmpiei Romîne orientale era aproape definitiv conturată, caracterizată prin talveguri adînc săpate, se poate presupune că acţiunea de drenare asupra interfluviilor era mai intensă sau cel puţin echivalentă celei actuale.

În consecinţă, reiese că nivelul hidrostatic al apelor freatice cantonate în interfluvii, considerat independent de variaţiile climatice, ar fi trebuit să se menţină în acest interval la o cotă apropiată celei actuale.

Tabelul nr. 1

Suprafaţa bazinelor hidrografice ale unora dintre lacurile Cîmpiei Romîne orientale şi mineralizaţia totală a apelor din aceste lacuri analizată în diferiţi ani

Denumirea lacului	Raionul administrativ	Tipul morfogenetic	Suprafaţa bazinului hidrografic km²	Variaţia mineralizaţiei totale a apelor lacului şi anul analizei g/kg săruri
Fundata	Slobozia	de confluenţă	153,9	31,91 (1887); 16,77 (1933); 14,54 (1955); 13,04 (1959)
Amara	„	„	16,5	89,45 (1887); 28,60 (1933); 29,30 (1959)
Strachina	„	„	265,8	11,01 (1933); 7,10 (1955); 2,21 (1960)
Balta Albă	Făurei	„	117,5	263,16 (1847); 17,61 (1907); 13,55 (1933); 34,83 (1960)
Jirlău	„	„	268,8	3,02 (1933); 6,00 (1960)
Ianca	„	depresiune fără scurgere	10,3	65,55 (1900); 34,46 (1933); 267,26 (1960)
Movila Miresei	Brăila	„	6,3	137,97 (1933); 300,00 (1960)
Lacul Sărat	„	„	11,6	58,04 (1888); 70,97 (1909); 67,20 (1933); 83,95 (1956); 221,26 (1957); 104,80 (1958); 180,45 (1960)

După cum am mai arătat, la finele holocenului inferior, relieful cîmpiei era mai ridicat decît în prezent, astfel încît hidroizobatele aveau valori mai mari faţă de cele actuale.

În acest mod, se poate explica faptul că în perioada de tranziţie dintre holocenul inferior şi holocenul superior, intervenţia acţiunii de deflaţie asupra depozitelor superficiale necoezive a putut să creeze excavaţii suficient de adînci fără ca acest proces să fi fost stînjenit de prezenţa apelor freatice.

Tabelul nr. 2

Analize chimice

Denumirea lacului	Lacul Mare			Ianca—Snagov			Maia			Căldărușani			Sărăcineanca			Bălteni		
Executantul analizei	G. Pitulescu și O. Costăchescu			G. Pitulescu și O. Costăchescu			O. Costăchescu			O. Costăchescu			I. Pandele			I. Pandele		
Anul analizei	1959			1959			1959			1959			1959			1959		
Mineralizația totală	0,8844			0,9057			1,1173			0,6495			0,3882			0,7793		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	0,0780	2,1997	9,4	0,0319	0,8996	3,9	0,0567	1,5989	5,5	0,1843	5,1974	26,4	0,0177	0,5000	5,5	0,3440	9,7000	38,2
Br^-																		
I^-																		
NO_3^-										0,0691	1,4385	7,3						
SO_4^{2-}	0,0173	0,3602	1,6	0,0096	0,1999	0,9	0,0672	1,3990	4,8							0,0528	1,1000	4,4
HCO_3^-	0,5490	8,9985	39,0	0,6344	10,3983	45,2	0,7015	11,4981	39,7	0,1952	3,1994	16,3	0,2501	4,1000	44,5	0,1159	1,9000	7,4
$Na^+ + K^+$	0,1388	6,0372	26,2	0,1168	5,0783	22,1	0,2069	8,9976	31,1	0,1127	4,9024	24,9	0,0066	0,2751	3,0	0,2057	8,9450	35,2
NH_4^+																		
Ca^{2+}	0,0368	1,8114	7,8	0,0413	2,0609	8,9	0,0292	1,4570	5,0	0,0420	2,0958	10,7	0,0320	1,5968	17,5	0,0385	1,9211	7,6
Mg^{2+}	0,0435	3,5773	15,4	0,0530	4,3586	19,0	0,0491	4,0378	13,9	0,0345	2,8371	14,4	0,0330	2,7138	29,6	0,0223	1,8339	7,2
Fe^{2+}	0,0037	0,1325	0,6				0,0001	0,0036					0,0004	0,0143	0,1			
Acid metasilicic	0,0090			0,0077						0,0051								
Bioxid de carbon liber	0,0088			0,0110			0,0066			0,0066			0,0484					
Acid metaboric																		
Total	0,8844	11,5584	100,0	0,9057	11,4978	100,0	1,1173	14,4960	100,0	0,6495	9,8353	100,0	0,3882	4,6000	100,0	0,7793	12,7000	100,00

La finele perioadei menţionate, cînd întreaga Cîmpie Romînă orientală a fost afectată de o mişcare de subsidenţă, denivelarea interfluviilor a ocazionat coborîrea fundului excavaţiilor eoliene sub cota nivelului hidrostatic regional.

Izvoarele apărute prin infiltraţia apelor freatice în aceste excavaţii au creat astfel lacurile permanente din depresiuni fără scurgere.

Unele din excavaţiile eoliene insuficient de adîncite, eventual parţial colmatate sub acţiunea vînturilor, au rămas totuşi sub forma unor depresiuni locale în care apele meteorice generează lacuri sezoniere.

Potrivit celor expuse, s-ar părea că lacurile permanente din depresiuni fără scurgere sînt contemporane cu lacurile situate în puncte de confluenţă.

Privitor la lacurile sezoniere, menţionăm că vîrsta unora poate fi recentă, precum şi faptul că ele apar şi în afara reliefului de dune, în regiunile în care formaţiunile superficiale sînt alcătuite din depozite loessoide macroporice. Asemenea lacuri temporare se acumulează în depresiuni, în general de formă eliptică, uşor adîncite şi apărute ca urmare a fenomenelor de tasare (39).

★

Un alt aspect al genezei lacurilor din Cîmpia Romînă orientală îl constituie faptul că ele prezintă un grad de mineralizare în general ridicat. Fără a ne referi în cele ce urmează la cauzele salinizării unora din aceste lacuri, constatăm că ele au bazine hidrografice foarte variate, alimentîndu-se unele prin cursuri permanente de apă sau viituri periodice, iar altele exclusiv prin ape de şiroire.

Examinînd raporturile dintre suprafeţele bazinului hidrografic şi modificările în timp ale conţinutului total în săruri minerale al unora din lacurile cercetate, am constatat, potrivit datelor din tabelul nr. 1, că nu este posibil să se stabilească vreo relaţie între aceste două elemente.

Totuşi, oscilaţiile între limite largi ale concentraţiei sărurilor din apele aceluiaşi lac ar putea fi puse în legătură cu variaţiile periodice şi sezoniere ale condiţiilor climatice a căror influenţă s-a manifestat fie prin aporturi diferite de ape superficiale sau meteorice, fie prin grade deosebite de evaporare a apelor lacului.

CARACTERELE HIDROGEOCHIMICE GENERALE ALE LACURILOR DIN CÎMPIA ROMÎNĂ ORIENTALĂ

Pentru caracterizarea hidrogeochimică a lacurilor din Cîmpia Romînă orientală ne-am referit atît la analizele efectuate de diferiţi cercetători din trecut, cît şi la o serie de analize efectuate în ultimii ani de colectivul Laboratorului de hidrogeochimie al Comitetului geologic.

Compoziţia chimică a apelor lacurilor este prezentată în tabelele nr. 2—7.

Din tabelele prezentate, reies o serie de particularităţi hidrogeochimice ale apelor acestor lacuri.

Tabelul

A nalize

Denumirea lacului	Piersica			Comana		
Executantul analizei	I. Pandele			O. Costăchescu		
Anul analizei	1959			1959		
Mineralizația totală	1,1156			1,3447		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	0,0425	1,2000	4,5	0,1347	3,7986	10,4
Br^-						
I^-						
NO_3^-						
SO_4^{2-}	0,0687	1,4300	5,4	0,2160	4,4969	12,3
HCO_3^-	0,6590	10,8000	40,2	0,6100	10,0000	27,3
$Na^+ + K^+$	0,1817	7,9024	29,4	0,3008	13,0778	35,8
NH_4^+						
Ca^{2+}	0,0400	1,9960	7,4	0,0304	1,5170	4,1
Mg^{2+}	0,0429	3,5280	13,2	0,0450	3,7007	10,1
Fe^{2+}	0,0001	0,0036				
Acid metasilicic	0,0155			0,0078		
Bioxid de carbon liber	0,0044					
Acid metaboric	0,0608					
Total	1,1156	13,4300	100,0	1,3447	18,2955	100,0

nr. 3

chimice

Bentu			Gorgotu		
I. Pandele			I. Pandele		
1959			1959		
1,3305			0,5151		
g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
0,4184	11,8000	29,0	0,0603	1,7000	11,0
0,2930	6,1000	14,8	0,1297	2,7000	17,6
0,1525	2,5000	6,2	0,2013	3,3000	21,4
0,3605	15,6740	38,4	0,0363	1,5768	10,3
0,0625	3,1187	7,8	0,0024	0,1198	0,7
0,0195	1,6036	3,8	0,0730	6,0034	39,0
0,0001	0,0036				
0,0130					
0,0110					
			0,0121		
1,3305	20,4000	100,0	0,5151	7,7000	100,0

Tabelul

Analize

Denumirea lacului	Ezerul			Crunți		
Executantul analizei	I. Pandele			I. Pandele		
Anul analizei	1959			1959		
Mineralizația totală	4,3076			3,1028		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	1,0638	30,000	21,4	0,5886	16,6000	18,1
Br^-						
I^-						
NO_3^-						
SO_4^{2-}	1,3315	27,7200	19,7	0,6584	13,7073	14,9
HCO_3^-	0,7626	12,5000	8,9			
$Na^+ + K^+$	0,5374	23,3645	16,6	0,6648	28,906	31,5
NH_4^+						
Ca^{2+}	0,0641	3,2000	2,3	0,0256	1,2774	1,4
Mg^{2+}	0,5308	43,6519	31,1	0,1911	15,7239	17,1
Fe^{2+}						
Acid metasilicic	0,0052					
Bioxid de carbon liber						
Acid metaboric	0,0121					
Total	4,3076	70,2200	100,0	3,1028	45,9073	100,00

nr. 4

chimice

Sărăţuica			Rudeanu		
I. Pandele			O. Costăchescu		
1959			1959		
1,5642			25,1347		
g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
0,1666	4,7000	11,0	11,8295	333,6012	41,5
			0,0009	0,0070	
0,2161	4,5000	10,5			
0,7443	12,2000	28,5	4,1400	67,8577	8,5
0,3378	14,6910	34,4	8,8493	384,7541	47,9
0,0298	1,4870	3,4	0,0114	0,5688	
0,0635	5,2220	12,2	0,1963	16,1430	2,1
			0,0077		
0,0061			0,0996		
1,5642	21,4000	100,0	25,1347	401,4659	100,0

Astfel, valoarea raportului $\frac{Na^+}{Cl^-} > 1$, constatată la majoritatea lacurilor, dovedește că în conținutul salin al apelor lor sînt prezente NaCl și Na_2SO_4, iar $CaCl_2$ și $MgCl_2$ sînt absente.

Fac excepție de la această regulă lacurile Batogu și Ianca, la care valoarea raportului $\frac{Na^+}{Cl^-} < 1$, ceea ce demonstrează prezența NaCl alături de $CaCl_2$, $MgCl_2$, $MgSO_4$ și absența Na_2SO_4.

Raportul $\frac{SO_4^{2-}}{Cl^-} < 1$ indică prezența precumpănitoare a clorurilor care caracterizează majoritatea apelor lacurilor din Cîmpia Romînă orientală.

Lacuri cu ape predominant sulfatate, în care valoarea raportului $\frac{SO_4^{2-}}{Cl^-} > 1$, sînt Fundata, Amara, Chichinețu, Tătaru și Lacul Sărat.

Pe baza analizelor chimice am stabilit tipul hidrochimic al apelor lacurilor din Cîmpia Romînă orientală, după caracterizarea genetică a lui V. A. Sulin, dedusă din valoarea raporturilor $\frac{Na^+ - Cl^-}{SO_4^{2-}}$ și $\frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}}$, pe care o prezentăm în tabelul nr. 8.

Din acest tabel reiese că apele lacurilor cu salinitate redusă aparțin în general tipului genetic reprezentat prin ape bicarbonatate sodice.

Lacurile ale căror ape au un conținut ridicat de săruri se repartizează predominant tipurilor de ape sulfatate sodice și clorurate magneziene.

Tipul genetic de ape clorurate calcice nu se întîlnește în apele lacurilor din Cîmpia Romînă orientală.

Totodată, analizele chimice prezentate în tabelele nr. 2—7 ne-au permis să întocmim diagrama Tolstîhin (fig. 1), în care reprezentarea echilibrului salin al apelor fiecărui lac s-a făcut potrivit numărului de ordine înscris în tabelul nr. 8.

Această diagramă pune în evidență faptul că apele lacurilor din Cîmpia Romînă orientală aparțin la două tipuri distincte :

1) apele lacurilor cu un grad de concentrație care depășește 2 g/kg se repartizează tipului clorurat-sulfatat predominant sodic ;

2) apele lacurilor cu un grad de concentrație sub 2 g/kg se repartizează tipului bicarbonatat precumpănitor calcic-magnezian.

Această constatare de ordin general nu poate să constituie o regulă pentru caracterizarea apelor lacurilor din Cîmpia Romînă orientală, deoarece lacurile Căldărușani și Bălteni, care au o mineralizație totală sub 1 g/kg aparțin tipului clorurat-sulfatat-sodic, întocmai ca și apele lacurilor cu un conținut salin foarte ridicat.

Din acest punct de vedere, ni se pare mai judicios ca, pentru definirea tipului de lac sărat din Cîmpia Romînă orientală, să se ia în consi-

Tabelul nr. 6

Analize chimice

Denumirea lacului	Tătaru			Jirlău			Cîineni			Balta Amara			Balta Albă			Ianca (r. Făurei)		
Executantul analizei	P. Petrescu			I. Radu			G. Pitulescu			G. Pitulescu			I. Pandele			D. Ţintilă		
Anul analizei	1933			1960			1960			1960			1960			1960		
Mineralizaţia totală	12,49			6,00			46,59			16,96			34,83			231,41		
oni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	2,7475	77,489	20,113	1,2730	35,9000	20,4	16,8993	476,6151	30,99	5,9568	168,0006	30,94	16,3811	462,0000	40,5	119,2242	3362,5010	41,9
Br^-	0,00058	0,007	0,002	0,00001			0,0076	0,0951	0,01	0,0021	0,0263		0,0010	0,0125		0,2800	3,5035	
I^-	0,00032	0,002		0,00003			0,0002	0,0015		0,0001	0,0008					0,00014	0,0011	
NO_3^-				0,0006	0,0097													
SO_4^{2-}	4,8637	101,251	26,280	1,2065	25,1182	14,2	13,8264	287,8521	18,72	4,4684	93,0277	17,14	3,6047	75,0463	6,5	30,1876	628,4763	7,8
HCO_3^-	0,8470	13,883	26,280	1,6595	27,2005	15,4	0,2623	4,3000	0,28	0,6345	10,4000	1,92	2,0743	34,0000	3,0	1,2202	20,0000	0,3
$Na^+ +$	3,4038	146,175	37,941	1,6011	69,6139	39,5	12,2532	532,0629	34,60	5,3665	233,3674	42,98	12,2494	532,6464	46,6	66,1913	2873,8879	35,8
NH_4^+	0,1578	7,876	2,044															
Ca^{2+}				0,0321	1,6018	0,9	0,8545	42,6397	2,77	0,0737	3,6776	0,68	0,0240	1,1976	0,1	0,3407	17,0010	0,2
Mg^{2+}	0,4692	38,586	10,015	0,2067	16,9984	9,6	2,3610	194,1612	12,63	0,4183	34,3997	6,34	0,4524	37,2040	3,3	13,6625	1123,5608	14,0
Fe^{2+}				0,0004	0,0143		urme			0,0003	0,0107		0,0003	0,0108		0,0009	0,0322	
Acid metasilicic	0,0056			0,0052			0,0091			0,0051			0,0055			0,0026		
Bioxid de carbon liber																		
Acid metaboric				0,0243			0,1215			0,0405			0,0405			0,3038		
Total	12,49700	385,274	100,000	6,0094	88,2284	100,0	46,5951	768,8780	100,000	16,9663	271,4554	100,00	34,8332	571,0588	100,0	231,4139	4014,4819	100,0

0,00005

Tabelul nr. 7

Analize chimice

Denumirea lacului	Plopu			Ciulnița			Costei			Movila Miresei			Lutu Alb			Lacul Sărat		
Executantul analizei	P. Petrescu			D. Ţintilă			D. Ţintilă			O. Costăchescu			P. Petrescu			J. Radu		
Anul analizei	1933			1960			1960			1960			1933			1960		
Mineralizația totală	18,89			7,85			9,24			299,82			21,57			180,45		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	9,4470	266,412	42,191	1,4184	40,0000	16,8	1,9832	55,9278	20,7	135,9776	3835,0000	39,23	7,7546	218,685	32,636	44,1440	1245,0010	22,37
Br^-				0,0018	0,0225		urme			0,1000	1,2513	0,01				0,0600	0,7508	0,1
I^-				0,00004			0,00005			0,0005	0,0039					0,0003	0,0024	
NO_3^-							urme											
SO_4^{2-}	2,2362	46,553	7,373	2,6994	56,1989	23,5	1,4863	30,9433	11,5	48,5158	1010,0514	10,30	3,4163	71,121	10,614	75,2222	1566,0526	27,40
HCO_3^-	0,1680	2,754	0,436	1,4154	23,2000	9,7	2,9407	48,2000	17,8	2,7455	45,0008	0,46	2,7597	45,233	6,750	0,9335	15,3000	0,22
$Na^+ + K^+$	6,6768	287,358	45,509	1,7648	76,7292	32,1	2,4164	105,0627	38,9	111,5788	4843,2921	49,51	7,4871	325,431	34,834	53,8571	2339,8065	41,45
NH_4^+																		
Ca^{2+}	0,0108	0,539	0,085	0,0361	1,8014	0,8	0,0521	2,6000	1,0	0,0721	3,5978	0,04	0,0083	0,414	0,062	0,3607	18,0000	0,32
Mg^{2+}	0,3383	27,822	4,406	0,4961	40,7977	17,1	0,3332	27,4013	10,1	0,5399	44,3996	0,45	0,1118	9,194	1,372	5,7063	469,2681	8,23
Fe^{2+}				0,0026	0,0931		0,0002	0,0071		0,0005	0,0179					0,0009	0,0322	
Acid metasilicic	0,0138			0,0026			0,0129			urme			0,0109			0,0052		
Bioxid de carbon liber																		
Acid metaboric				0,0203			0,0223			0,2997						0,1620		
Total	18,8909	631,438	100,000	7,8575	119,4214	100,00	9,2473	135,0711	100,0	299,8294	4891,3074	100,0	21,5787	670,078	100,000	180,4522	2827,1068	100,00

Tabelul nr. 5

Analize chimice

Denumirea lacului	Fundata			Amara			Strachina			Batogu			Chichineţu			Plaşcu		
Executantul analizei	I. Pandele			I. Pandele			I. Pandele			I. Pandele			P. Petrescu			P. Petrescu		
Anul analizei	1959			1959			1960			1960			1933			1933		
Mineralizaţia totală	13,82			29,80			2,21			159,60			9,04			8,58		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	3,4042	96,0000	22,5	8,6239	243.2000	25,1	0,6525	18,4000	26,5	76,2326	2150,0000	39,2	1,6743	47,217	17,251	2,2986	64,823	23,760
Br^-	0,0120	0,1502		0,0200	0,2502		0,0025	0,0330		0,0720	0,9010							
I^-	0,0001	0,0008		0,0001	0,0008		urme			0,00003								
NO_3^-																		
SO_4^{2-}	4,3907	91,4173	21,5	10,8063	224,9756	23,2	0,6255	13,0220	18,8	28,2762	588,6826	10,7	3,9477	82,184	30,027	3,2621	67,911	24,892
HCO_3^-	1,5619	25.6000	6,0	0,9884	16,2000	1,7	0,2013	3,3000	4,7	0,2805	4,6000	0,1	0,4546	7,451	2,722	0,2229	3,654	1,339
$Na^+ + K^+$	3,7952	165,0083	38,8	7,1582	311,2264	32,1	0,5201	22,6150	32,5	42,8998	1863,1948	33,9	2,6303	113,098	41,322	2,1903	94,155	34,511
NH_4^+																		
Ca^{2+}	0,0320	1,5968	0,3	0,0882	4,4010	0,5	0,0741	3,7000	5,3	0,8818	44,0000	0,8	0,0935	4,667	1,705	0,2189	10,926	4,005
Mg^{2+}	0,5662	46,5632	10,9	2,0550	168,9990	17,4	0,1025	8,4292	12,2	10,1760	836,8420	15,3	0,2321	19,087	6,973			
Fe^{2+}							0,0003	0,0108		0,0040	0,1468							
Acid metasilicic							0,0052			0,0026			0,0083			0,0060		
Bioxid de carbon liber							0,0198			0,4100								
Acid metaboric	0,0680			0,0608			0,0062			0,3645								
Total	13,8231	213,1683	100,00	29,8009	484,6264	100,0	2,2100	34,7550	100,0	159,6000	2744,1836	100,0	9,0408	273,704	100,0	8,5800	272,826	100,000

Tabelul nr. 8

Caracterizarea hidrochimică genetică, după V. A. Sulin, a apelor lacurilor din Cîmpia Română orientală

Nr. crt.	Denumirea lacului	Raionul administrativ	Tipul morfogenetic	Valoarea raportului $\frac{Na^+ - Cl^-}{SO_4^{2-}}$	Valoarea raportului $\frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}}$	Caracterizarea hidrochimică a apelor lacului
1	Căldărușani	Urziceni	de confluență	—	0,1	clorurate, magneziene
2	Bălteni	,,	,,	—	0,4	,, ,,
3	Ianca	,,	,,	20,5	—	bicarbonatate, sodice
4	Gorgotu	,,	,,	—	0,02	clorurate, magneziene
5	Sărăcineanca	,,	,,	—	0,08	,, ,,
6	Lacu Mare	,,	,,	10	—	bicarbonatate sodice
7	Maia	,,	,,	5,1	—	,, ,,
8	Rudeanu	,,	,,	>1	—	,, ,,
9	Comana	,,	,,	2,1	—	,, ,,
10	Sărățuica	,,	,,	2,2	—	,, ,,
11	Piersica	,,	,,	4,7	—	,, ,,
12	Fundata	Slobozia	,,	0,64	—	sulfatate, sodice
13	Amara	,,	,,	0,37	—	,, ,,
14	Bentu	,,	,,	0,63	—	,, ,,
15	Strachina	,,	,,	0,26	—	,, ,,
16	Crunți	,,	,,	0,9	—	,, ,,
17	Ezerul	,,	,,	—	0,24	clorurate, magneziene
18	Batogu	Făurei	,,	—	0,66	,, ,,
19	Chichinețu	,,	depresiune fără scurgere	0,79	—	sulfatate, sodice
20	Plașcu	,,	,,	0,41	—	,, ,,
21	Tătaru	,,	,,	0,68	—	,, ,,
22	Jirlău	,,	de confluență	1,58	—	bicarbonatate, sodice
23	Clineni	,,	,,	0,18	—	sulfatate, sodice
24	Balta Amara	,,	,,	0,68	—	,, ,,
25	Balta Albă	,,	,,	0,98	—	,, ,,
26	Ianca	,,	,,	—	0,39	clorurate, magneziene
27	Plopu	,,	,,	0,34	—	sulfatate, sodice
28	Ciulnița	,,	,,	0,73	—	,, ,,
29	Costei	,,	,,	1,35	—	bicarbonatate, sodice
30	Movila Miresei	Brăila	depresiune fără scurgere	0,98	—	sulfatate, sodice
31	Lutu Alb	,,	,,	1,4	—	bicarbonatate, sodice
32	Lacul Sărat	,,	,,	0,7	—	sulfatate, sodice

derare echilibrul salin al compoziţiei chimice şi nu gradul de mineralizaţie totală, care este influenţat de aporturile de ape meteorice sau superficiale în depresiunea lacustră.

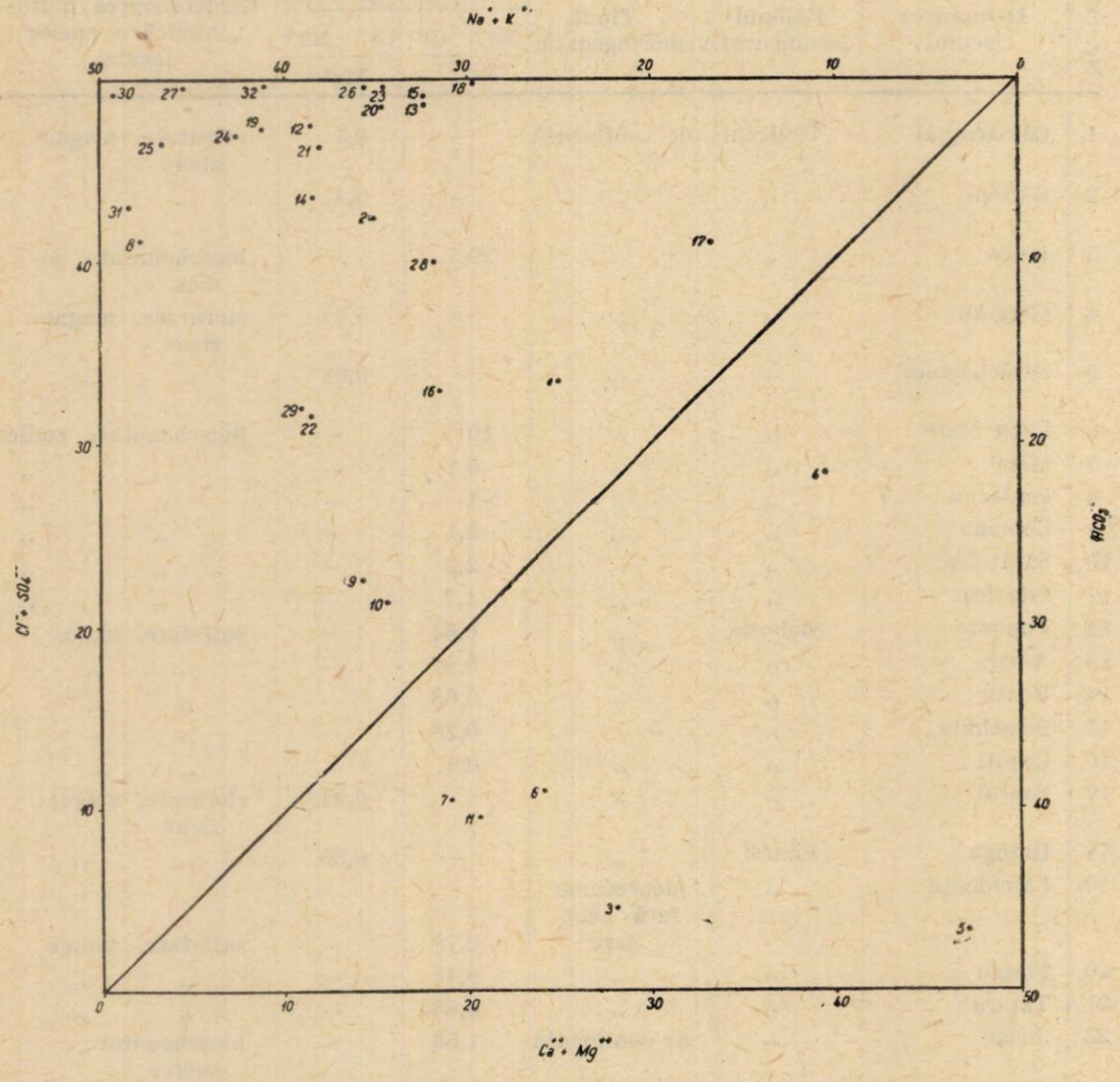


Fig. 1. — Diagrama Tolstîhin privind apele lacurilor din Cîmpia Romînă orientală (denumirea lacurilor corespunde numărului de ordine din tabelul nr. 8).

DISTRIBUŢIA ŞI TIPUL HIDROCHIMIC AL APELOR FREATICE DIN CÎMPIA ROMÎNĂ ORIENTALĂ

În Cîmpia Romînă orientală, apele freatice prezintă o serie de particularităţi, dintre care cele mai importante sînt orizontul geologic în care se găsesc cantonate, litologia stratului acvifer şi caracterul lor hidrodinamic. În funcţie de aceste particularităţi, ele aparţin şi unor tipuri hidrochimice diferite.

În cele ce urmează, nu ne vom referi la apele freatice din lunci şi terase, care constituie individualităţi distincte în sensul că ele prezintă pentru fiecare rîu în parte caractere specifice şi în general analoge aproape pe întregul lor profil de pantă din cuprinsul acestei regiuni.

Privitor la apele freatice din interfluvii, observăm că între limitele bazinului inferior din stînga Argeşului ele sînt cantonate în depozite psefito-psamitice, care au fost atribuite orizontului pietrişurilor de Colentina.

În zona situată la sud de bazinul inferior al Ialomiţei şi la est de bazinul inferior al Argeşului, apele freatice circulă în nisipuri grosiere şi medii, aparţinînd orizontului nisipurilor de Mostiştea.

În zonele subcolinare din bazinul mijlociu al Argeşului şi bazinul mijlociu al Ialomiţei, apele freatice sînt acumulate în aluviunile grosiere care au colmatat bazinele de subsidenţă holocene din zonele Titu—Bilciureşti—Ploieşti—Bărăitaru, pe Cricovul Sărat (25).

În continuare, spre nord-est de o linie care ar fi trasată de cursul inferior al văilor Ialomiţa şi Cricovul Sărat, apele freatice din interfluvii sînt cantonate în depozite loessoide predominant aleuritice.

Deoarece depozitele loessoide din Bărăganul de la nord de rîul Ialomiţa prezintă granulometrii care variază atît pe orizontală cît şi pe verticală, de la aleurite argiloase la aleurite nisipoase, apar zone cu permeabilităţi diferite care generează strate acvifere cu o distribuţie specifică în funcţie de repartiţia lentilelor constituite din materiale impermeabile, semipermeabile şi permeabile.

Datorită acestui caracter genetic, apele freatice cantonate în depozite loessoide se găsesc distribuite numai rareori sub forma unui orizont acvifer bine definit, comparabil cu cel din regiunile vestice. În cele mai multe cazuri, ele circulă în strate acvifere complexe apărute prin intercalaţia neregulată şi diferit orientată a unor lentile argiloase în nisipurile fine permeabile.

Caracterul hidrodinamic al apelor freatice este determinat, pe de o parte, de litologia stratelor acvifere şi, pe de altă parte, de condiţiile naturale care influenţează acţiunea de drenare a acestora.

În zonele vestice ale Cîmpiei Romîne, de la sud de linia Ialomiţa—Cricov, apele freatice din interfluvii sînt cantonate în depozite cu o granulometrie în general grosieră, care favorizează drenarea către luncile rîurilor ce fragmentează regiunea.

Activitatea de drenare din această regiune este în majoritatea cazurilor intensă, datorită împrejurării că stratele acvifere din interfluvii se găsesc în general situate la cote mult superioare luncilor văilor. În consecinţă, se poate afirma că în acest ţinut apele freatice sînt caracterizate printr-o dinamică activă.

În Bărăganul de la nord de rîul Ialomiţa, unde apele freatice sînt cantonate în depozite preponderent aleuritice şi mai ales din faptul că interfluviile au în general altitudini relative coborîte în raport cu nivelul luncilor, acţiunea de drenare este mult mai redusă, ceea ce le conferă o dinamică lentă.

V. A. Sulin (47), care a cercetat genetica tipurilor hidrogeochimice ale apelor naturale, preconizează că apele subterane cantonate

în acelaşi orizont acvifer trec într-un interval geologic printr-o serie de faze evolutive, care se reflectă în compoziţia chimică a sărurilor dizolvate. Acest autor şi-a exprimat părerea că compoziţia chimică a sărurilor conţinute în apele subterane este variabilă în timp, în funcţie de gradul de solubilitate a sărurilor, care se dizolvă succesiv sub acţiunea levigaţiei.

Din acest punct de vedere, V. A. Sulin a separat patru faze, începînd cu etapa cea mai recentă pînă la cea mai veche : faza clorurilor, faza sulfaţilor, faza bicarbonaţilor alcalino-teroşi şi faza bicarbonaţilor alcalini.

Pe de altă parte, N. K. Ignatovici (12) a constatat că mărimea gradului de salinitate a apelor subterane este dependentă de dinamica curentului acvifer. În cadrul unei dinamici active, sărurile solubile sînt grabnic îndepărtate, astfel încît apele subterane rămîn cu un conţinut salin redus, iar în cazul dinamicii lente ele se încarcă treptat cu săruri dizolvate din roci.

În consecinţă, trebuie să admitem că, în cazul levigării intense a stratului acvifer, durata fazelor hidrochimice succesive ale apelor freatice, cu o dinamică activă, se reduce sensibil, atingînd într-un timp geologic relativ scurt o fază evoluată.

În acest mod, se explică faptul că apele freatice din părţile de sud şi de vest ale Cîmpiei Romîne orientale sînt reprezentate, în mod predominant, prin tipul de ape bicarbonatate alcalino-teroase.

Considerentele expuse mai înainte ne îndreptăţesc totodată să afirmăm că apele freatice cantonate în depozitele loessoide din Bărăganul de la nord de rîul Ialomiţa aparţin în mod precumpănitor tipurilor hidrochimice de ape clorurate şi sulfatate.

Faptul că apele freatice din ţinutul menţionat se încadrează, din punct de vedere genetic, într-un tip de ape puţin evoluate poate fi pus în evidenţă prin caracterul dinamicii lor lente. Într-adevăr, din cercetările întreprinse de noi asupra permeabilităţii depozitelor loessoide, în care se află cantonate aceste ape freatice, a reieşit că viteza de circulaţie a curentului subteran este de ordinul a cîtorva metri pe an. În scopul de a oferi o imagine asupra ritmului lent în care se desfăşoară circulaţia apelor în sens transversal, dinspre Subcarpaţi spre Dunăre în partea de nord-est a Cîmpiei Romîne orientale, arătăm că, pentru străbaterea prin infiltraţie a acestui spaţiu este necesar un timp care poate fi evaluat la aproape 10 000 de ani.

Totuşi, aici este cazul să menţionăm că, în ţinutul de nord-est al Cîmpiei Romîne orientale, s-au semnalat — înăuntrul reliefului de dune — rare iviri de ape freatice cu un grad de mineralizare foarte redus. Din cercetările noastre a reieşit că asemenea fenomene hidrogeologice sînt sporadice şi apar numai în punctele unde au avut loc acumulări de nisipuri eoliene, cu granulometrie caracterizată prin absenţa particulelor fine. Acest fapt favorizează o infiltraţie activă a apelor meteorice şi totodată drenarea apelor infiltrate către zonele negative ale reliefului de dune. Dinamica activă, sub care se infiltrează apele meteorice din aceste zone restrînse, generează strate acvifere locale cu o mineralizaţie redusă.

E. Liteanu şi colaboratori (18), care au studiat distribuţia diferitelor tipuri hidrochimice de ape freatice din Cîmpia Romînă orientală, au întocmit pe baza unui număr foarte mare de analize o raionare hidrochimică a acestora, ajungînd la concluzia că linia trasată de rîurile Ialomiţa şi Cricovul Sărat constituie o limită care separă la vest ape freatice, cu un conţinut salin în general redus şi aparţin predominant tipului bicarbonatat alcalino-teros; la nord-est, apele freatice prezintă un conţinut salin în general ridicat şi se repartizează în majoritate tipului clorurat-sulfatat-sodic.

Aceste particularităţi se reflectă şi în echilibrul salin al apelor freatice din regiunile menţionate, care pune în evidenţă faptul că, pe măsura creşterii mineralizaţiei totale, apele freatice trec de la tipul bicarbonatat alcalino-teros la tipul clorurat-sulfatat-sodic, după cum reiese din datele tabelului nr. 9.

Tabelul nr. 9

Particularităţile hidrochimice ale apelor freatice din Cimpia Romînă orientală în funcţie de gradul lor de mineralizare

Gradul de mineralizare g/kg	$\frac{Cl^-}{HCO_3^-}$	$\frac{Cl^- + SO_4^{2-}}{HCO_3^-}$	$\frac{Na^+}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$
< 1	0,05—0,1	0,1— 0,5	0,5—1,5	0,3—1,0
1—3	0,5 —1,0	0,8— 1,5	1,0—3,0	0,8—1,5
3—5	1,0 —3,0	1,5— 5,0	1,5—5,0	1,0—3,0
> 5	3,0 —7,0	4,0—10,0	2,0—6,0	1,5—4,0

Din cercetarea statistică a unui număr foarte mare de analize de ape freatice, a reieşit că ionul HCO_3^- este întotdeauna prezent în compoziţia acestor ape, fapt de altfel confirmat şi de raportul $\frac{Cl^-}{HCO_3^-}$ (tabelul nr. 9).

De asemenea, toate analizele chimice au pus în evidenţă prezenţa fără excepţie în compoziţia apelor freatice a unui conţinut de CO_2 liber, care favorizează menţinerea în soluţie a bicarbonaţilor.

Totodată mai remarcăm că ionul Ca^{2+} este precumpănitor legat în apele freatice de ionul HCO_3^-.

Cazurile în care ionul Ca^{2+} se găseşte legat de ionii Cl^- şi SO_4^{2-} este puţin frecvent şi întîlnit în general la apele cu o mineralizaţie care depăşeşte 5 g/l.

Această constatare se verifică prin examinarea raportului $\frac{Na^+}{Cl^-}$ care, la cea mai mare parte a apelor freatice, este supraunitar.

Raportul $\frac{Cl^- + SO_4^{2-}}{Na^+}$ prezintă pentru apele freatice cu o mineralizaţie redusă valori subunitare, fapt care dovedeşte absenţa în conţinutul salin al acestor ape a $MgSO_4$ şi totodată prezenţa bicarbonaţilor de Na, Ca şi Mg.

Remarcăm că valori supraunitare ale raportului $\frac{Cl^- + SO_4^{2-}}{Na^+}$ se întîlnesc în general în apele freatice cu o mineralizaţie care depăşeşte 5 g/kg, fapt care pune în evidenţă prezenţa în aceste ape a sulfaţilor de natriu şi magneziu.

Sulfatul de calciu este în general absent din conţinutul salin al apelor freatice, după cum s-a stabilit din raportul $\frac{SO_4^{2-} + Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}}$, care în cea mai mare parte a cazurilor examinate prezintă valori subunitare.

PROVENIENŢA SALINITĂŢII APELOR DIN LACURILE SĂRATE ALE CÎMPIEI ROMÎNE ORIENTALE

Proveniența salinităţii complexe a apelor unora din lacurile Cîmpiei Romîne orientale a constituit încă din trecut o problemă, care a atras numeroşi cercetători.

Gr. Ştefănescu (46), L. Mrazec (29) şi G. Murgoci (30), constatînd că lacurile sărate din Bărăganul de la nord de Ialomiţa sînt alimentate pe lîngă apele meteorice sau superficiale şi de numeroase izvoare locale, au elaborat diferite ipoteze care exprimau însă punctul de vedere comun în sensul că salinitatea acestor lacuri provine din aporturile de săruri pe calea apelor subterane.

Problema raporturilor dintre conţinutul mineral al apelor subterane şi al apelor lacurilor sărate din ţinutul menţionat a fost reluată de P. Petrescu (33) şi analizată în cadrul unui valoros studiu hidrochimic.

Acest autor şi-a întemeiat studiul său pe ipoteza că raporturile mai înainte menţionate ar putea fi lămurite pe baza relaţiilor desprinse din paralelizarea compoziţiilor chimice ale apelor lacurilor şi ale apelor freatice cantonate în malurile acestora.

Autorul citat, deşi îşi exprimă părerea că, în numeroase cazuri, salinitatea lacurilor provine din apele freatice, constată totuşi două fapte care ar părea să pună în discuţie această origine : în primul rînd existenţa unei diferenţe radicale între compoziţiile chimice ale apelor lacurilor şi apele freatice din zonele limitrofe acestora, iar în al doilea rînd imposibilitatea de a se stabili relaţii precise între compoziţiile lor chimice.

Pentru explicarea acestor constatări, autorul menţionat s-a văzut obligat să adopte unele interpretări legate de intervenţia factorului eolian.

Astfel, el a exprimat părerea că varietatea compoziţiei saline a apelor lacurilor ar putea fi explicată, pe de o parte, prin diversitatea formelor de mineralizare a apelor freatice şi, pe de altă parte, prin aporturile în lacuri şi îndepărtarea sărurilor din acestea pe cale eoliană.

În consecinţă, autorul citat presupune că lacurile situate în depresiuni fără scurgere ar evolua spre desalinizare, ca urmare a evaporărilor şi a îndepărtării treptate pe cale eoliană a sărurilor, în timp ce lacu-

rile situate în punctele de confluenţă s-ar găsi în prezent în curs de salinizare progresivă, prin aporturile de săruri pe calea vînturilor, provenite din lacurile situate în depresiuni fără scurgere.

★

Problema participării activităţii eoliene la procesele de salinizare şi desalinizare a lacurilor din cîmpie a fost examinată şi în cadrul cercetărilor întreprinse de noi. Astfel, este cunoscut faptul că, în special, lacurile salinizate situate în depresiuni fără scurgere (Lacul Sărat, Ianca, Movila Miresei etc.) îşi reduc sezonier aria lor din cauza evaporărilor în anotimpurile secetoase.

Din constatările noastre a reieşit însă că porţiunile rămase uscate se acoperă cu o crustă tare, constituită din săruri fixate printr-un liant organic-argilos al cărui grad de consolidare împiedică îndepărtarea sărurilor prin vînt. Pierderile pe cale eoliană din bilanţul salin al lacurilor ar putea să intervină numai în cazul apariţiei eflorescenţelor saline. Cum formarea eflorescenţelor este legată de existenţa unor condiţii climatice sezoniere şi de regulă ele sînt readuse în lacuri prin apele de şiroire, orice alte eventuale pierderi nu pot influenţa sensibil economia salină a lacurilor respective.

Transportul sărurilor din unele lacuri către altele pe cale eoliană, apare problematic şi sub alte aspecte. Într-adevăr, dacă admitem existenţa unor asemenea aporturi în lacurile din puncte de confluenţă, unde ele ar provoca salinizarea lor treptată, ar trebui ca în acest caz să admitem că o parte din săruri se depun şi pe interfluvii, unde ar urma să se formeze zone de sărăturare a solului.

Din cercetările pedologice întreprinse în Cîmpia Romînă orientală (10) a reieşit însă că zonele de sărături au un caracter local, fiind distribuite între limitele depresiunilor morfologice şi absente pe relieful de interfluvii. Totodată, s-a constatat că zonele de sărăturare a solului sînt legate genetic exclusiv de ascensiunea capilară a apelor subterane.

Prin urmare, din cercetările efectuate pînă în prezent, reies argumente care pun sub semnul întrebării ipoteza existenţei unor procese de salinizare şi de desalinizare ale lacurilor provocate de activitatea eoliană.

În consecinţă, deducem că cercetarea raporturilor dintre salinităţile lacurilor şi ale apelor freatice n-ar putea fi limitată exclusiv la studiul comparativ al compoziţiilor lor chimice stabilite pe un teritoriu îngust din vecinătatea lacurilor respective, aşa cum a preconizat P. Petrescu (33).

Din cercetările întreprinse de noi a reieşit că discuţia raporturilor dintre salinitatea apelor lacurilor şi cea a apelor freatice nu poate fi desprinsă de studiul condiţiilor hidrogeologice ale regiunii, fapt care implică considerarea atît a bazinului hidrografic superficial, cît şi a întregului bazin subteran al apelor freatice, ca agenţi de alimentare ai lacurilor.

Din cercetările hidrogeologice detaliate întreprinse în zonele limitrofe lacurilor Amara (fig. 2), Fundata (fig. 3), Strachina (fig. 4) şi Jirlău (fig. 5), lacuri care aparţin tipului genetic de confluenţă, a reieşit pe baza

interpretării hidroizohipselor că lacurile respective se alimentează în primul rînd prin infiltraţii provenite din malurile lor. Trebuie însă să subliniem că, zona de alimentare a lacurilor se extinde pe talvegul văilor

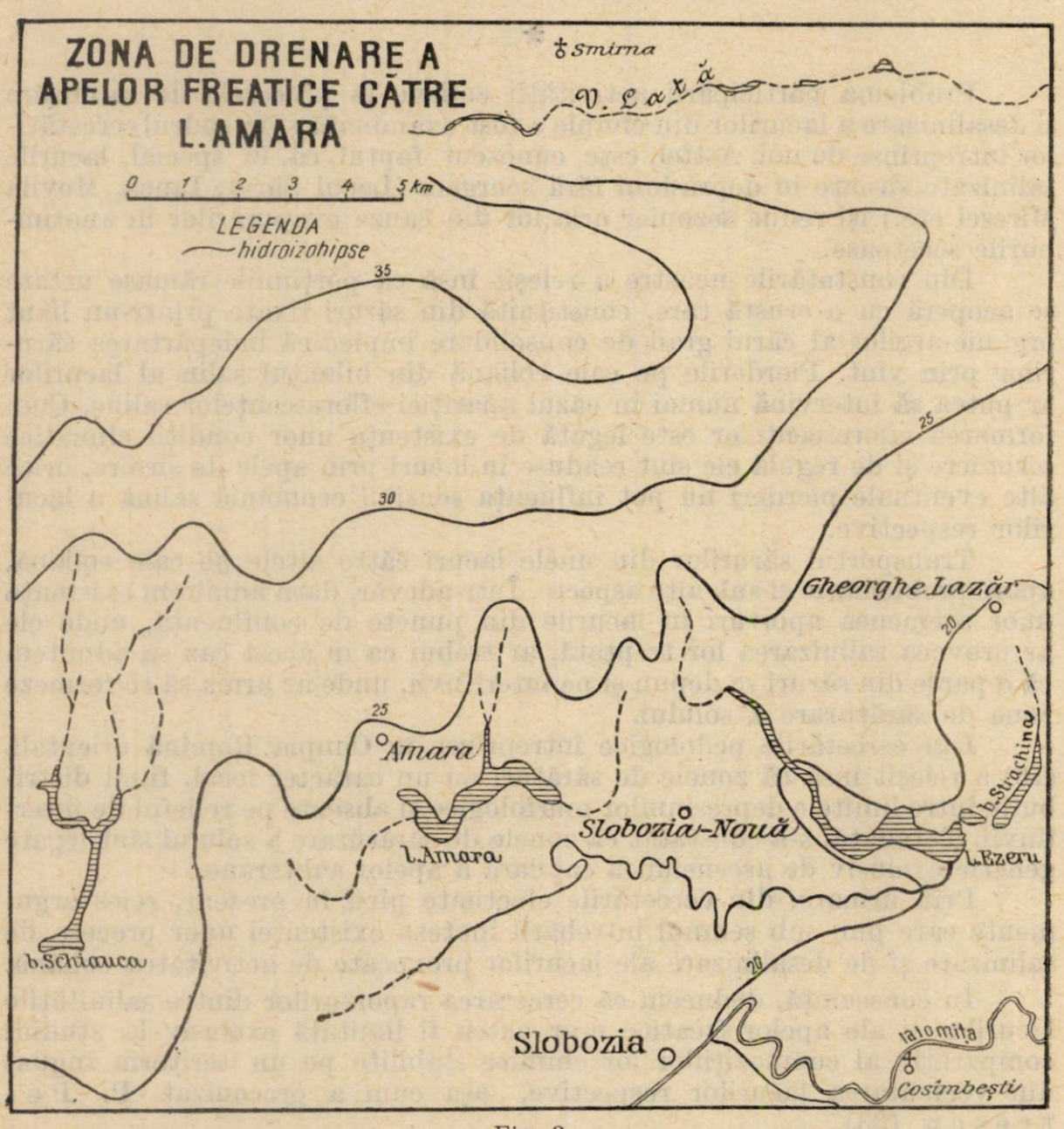


Fig. 2

afluente pînă în sectoarele unde valea încetează să intercepteze stratul freatic, adică pînă în punctele unde acţiunea de drenare se stinge.

De asemenea, cartarea hidrogeologică întocmită în zona lacului Ianca şi a Lacului Sărat, lacuri care aparţin tipului morfogenetic de depresiuni fără scurgere, pune în evidenţă faptul că acţiunea de drenare exercitată de aceste lacuri asupra apelor freatice se extinde pe o suprafaţă vastă (fig. 6).

Trebuie să admitem că fiecăruia dintre lacurile Cîmpiei Romîne îi aparţine un bazin hidrografic subteran propriu, delimitat de intensitatea

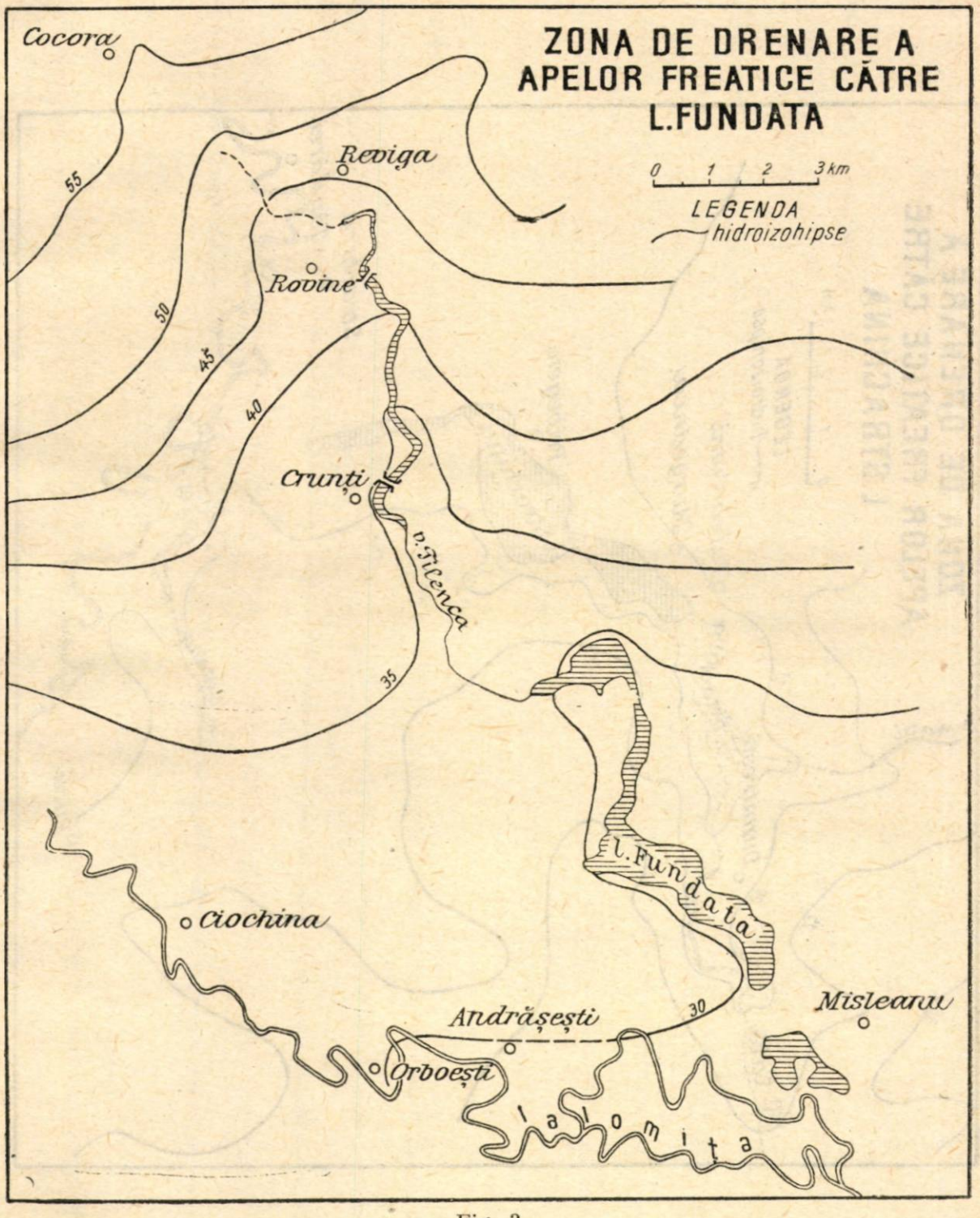


Fig. 3

acţiunii de drenare a apelor freatice, pe care o exercită depresiunea morfologică în care se găseşte situat lacul respectiv şi văile afluente.

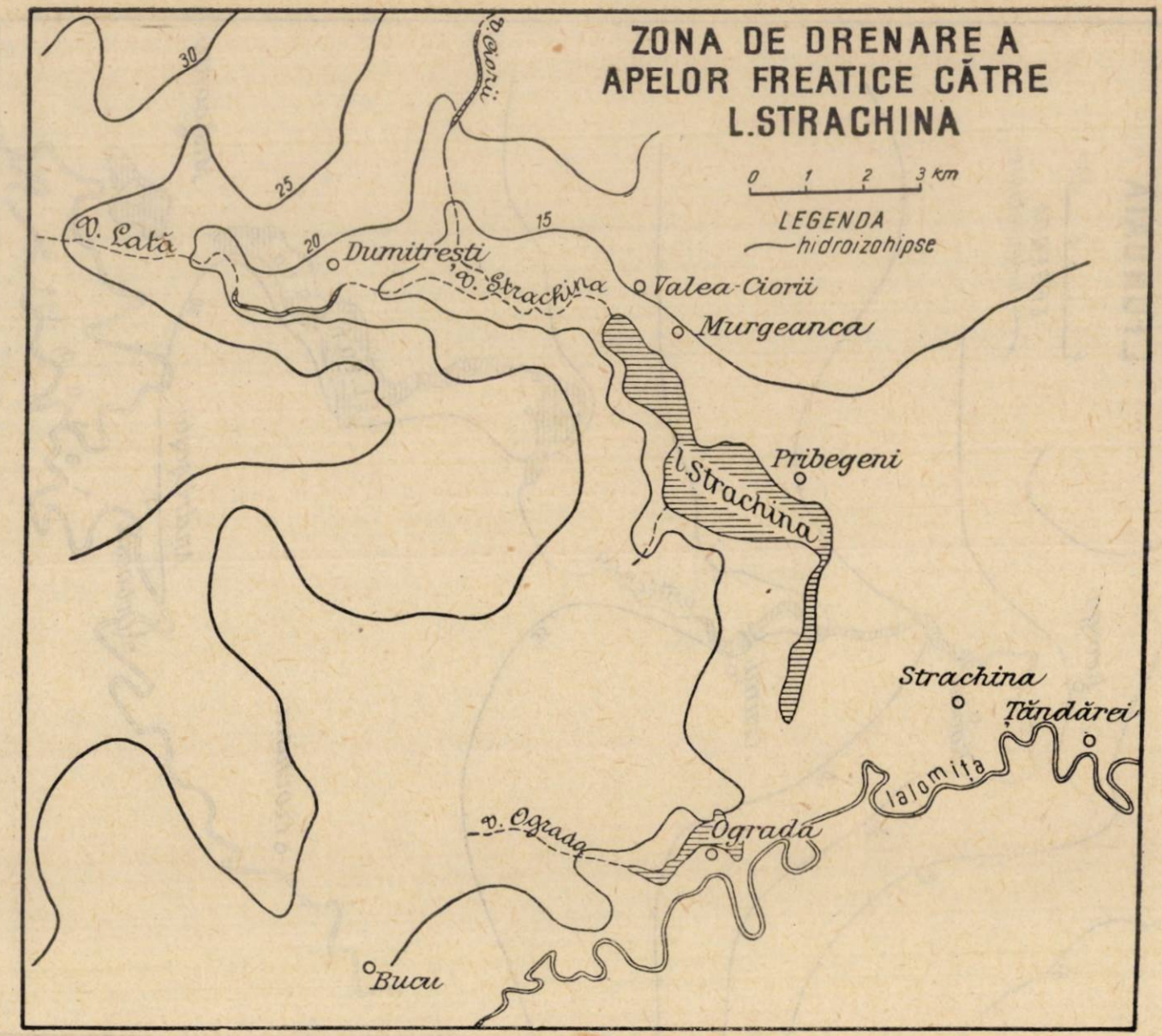

ZONA DE DRENARE A
APELOR FREATICE CĂTRE
L.STRACHINA
0 1 2 3 km
LEGENDA
hidroizohipse
30
25
20
15
v. Ciorii
v. Lată
Dumitrești
v. Strachina
Valea-Ciorii
Murgeanca
Pribegeni
l. Strachina
Strachina
Țăndărei
Ialomița
v. Ograda
Ograda
Bucu

Fig. 4

Faţă de această constatare, se înţelege că limitarea examinării raporturilor dintre apele lacurilor şi apele freatice din malurile acestora nu poate să constituie un criteriu concludent pentru explicarea relaţiilor hidrochimice dintre apele freatice şi apele lacurilor salinizate.

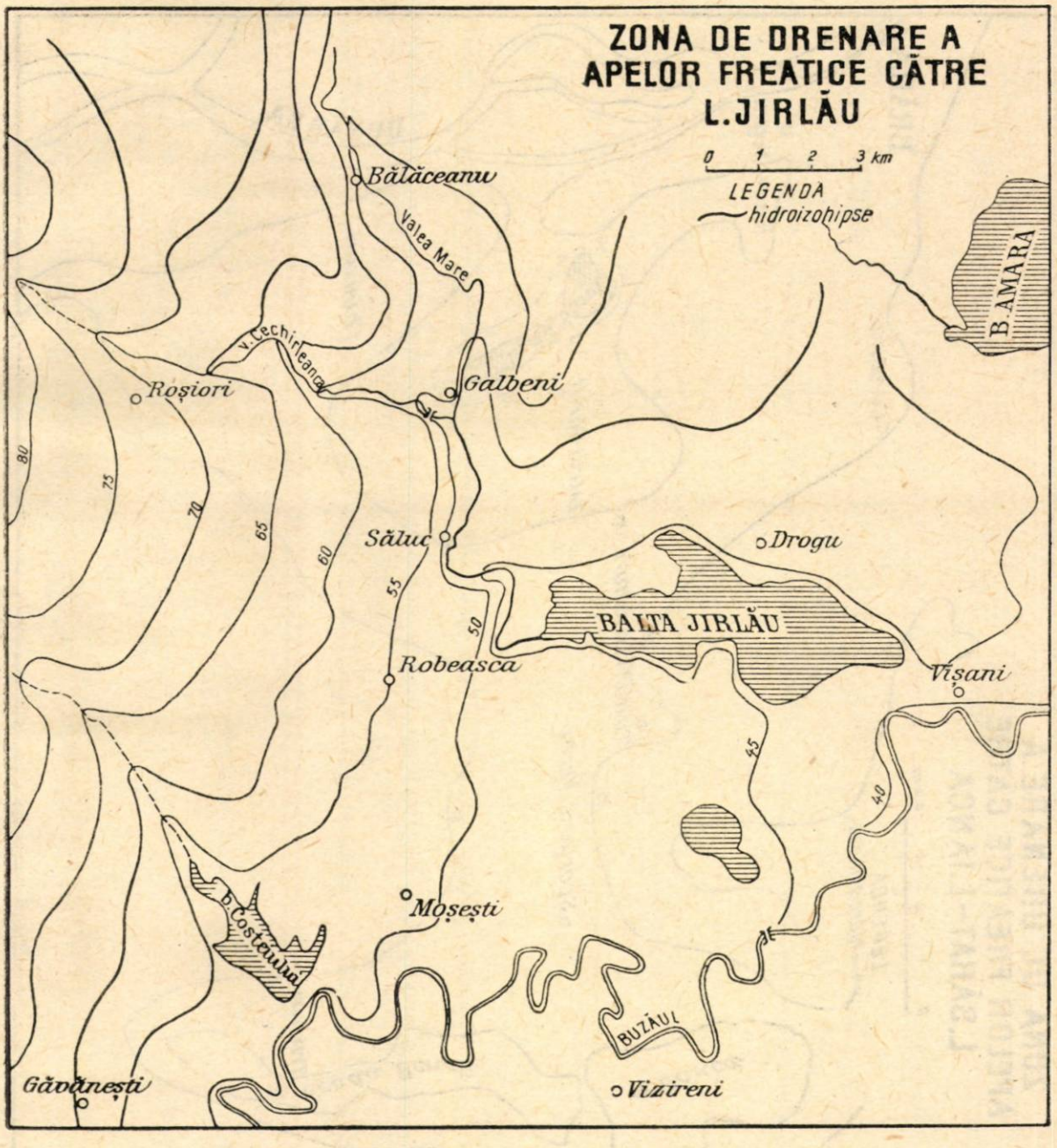


Fig. 5

Totuşi, chiar numai examinarea acestor raporturi poate să dovedească că originea unora din sărurile conţinute de apele lacurilor provine exclusiv din apele freatice.

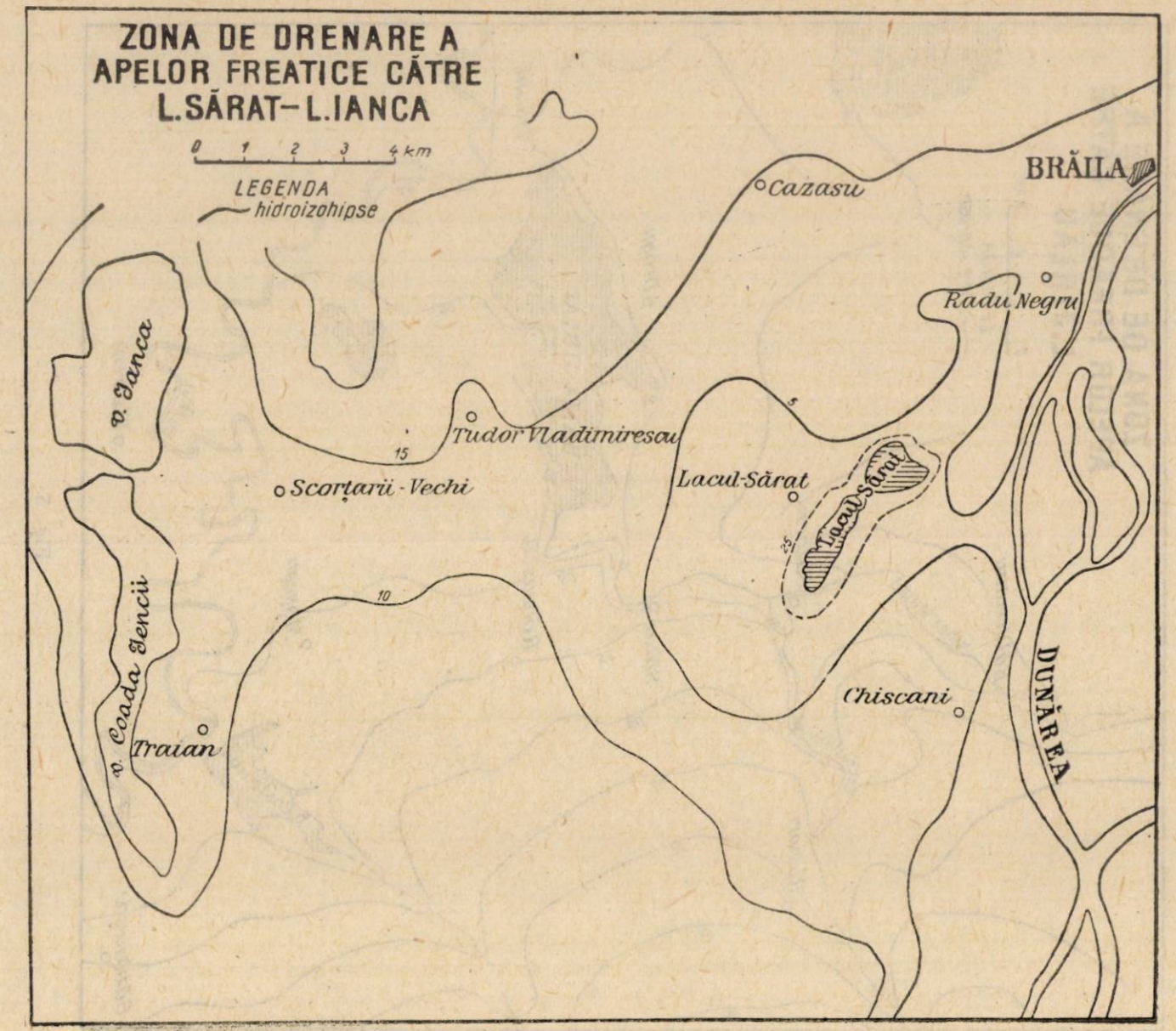

ZONA DE DRENARE A
APELOR FREATICE CĂTRE
L.SĂRAT–L.IANCA
0 1 2 3 4 km
LEGENDA
hidroizohipse
BRĂILA
Cazasu
Radu Negru
v. Ianca
Tudor Vladimirescu
Scorțarii-Vechi
Lacul-Sărat
Lacul-Sărat
v. Coada Gencii
Traian
Chiscani
DUNĂREA
5
15
25
10

Fig. 6

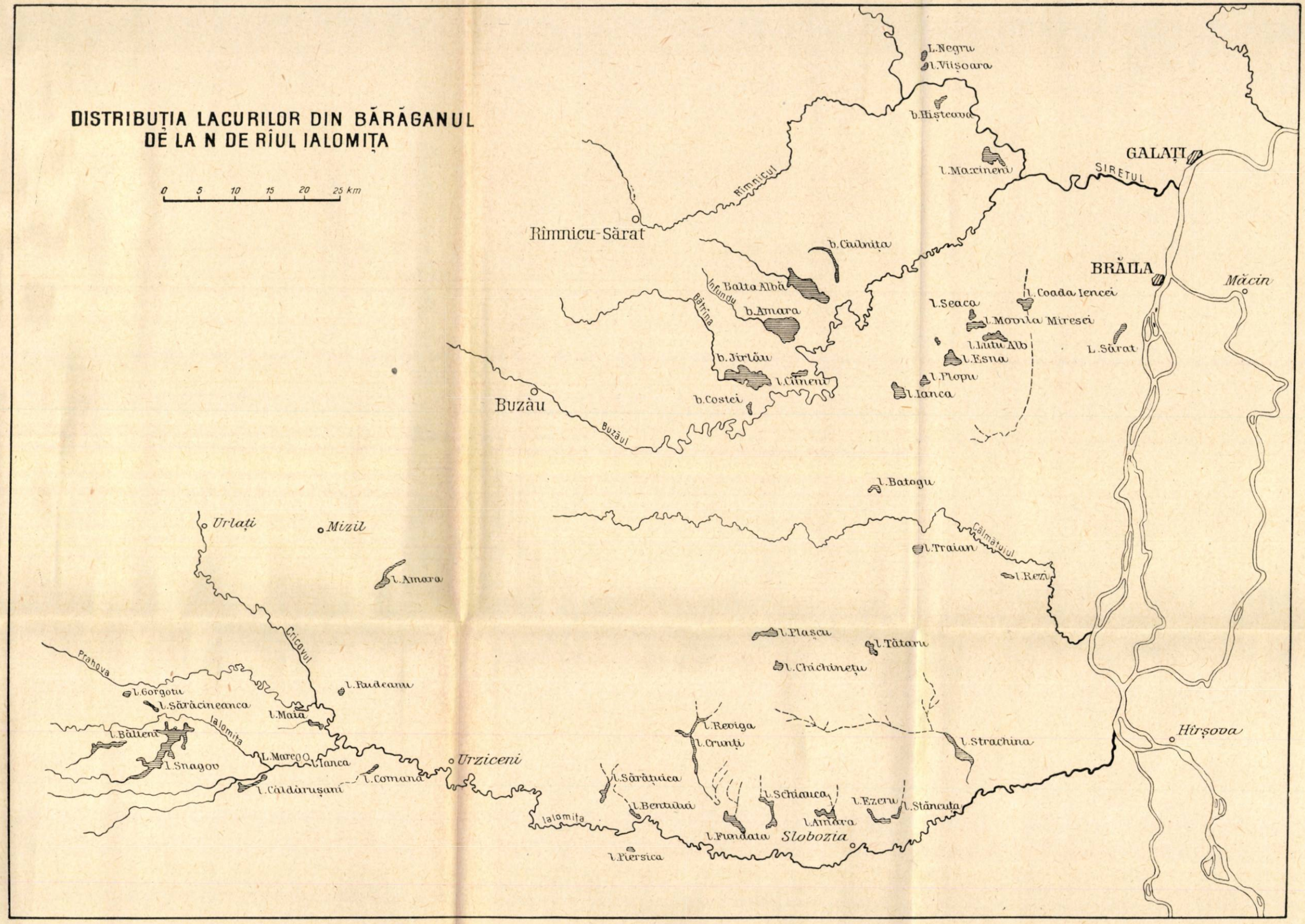
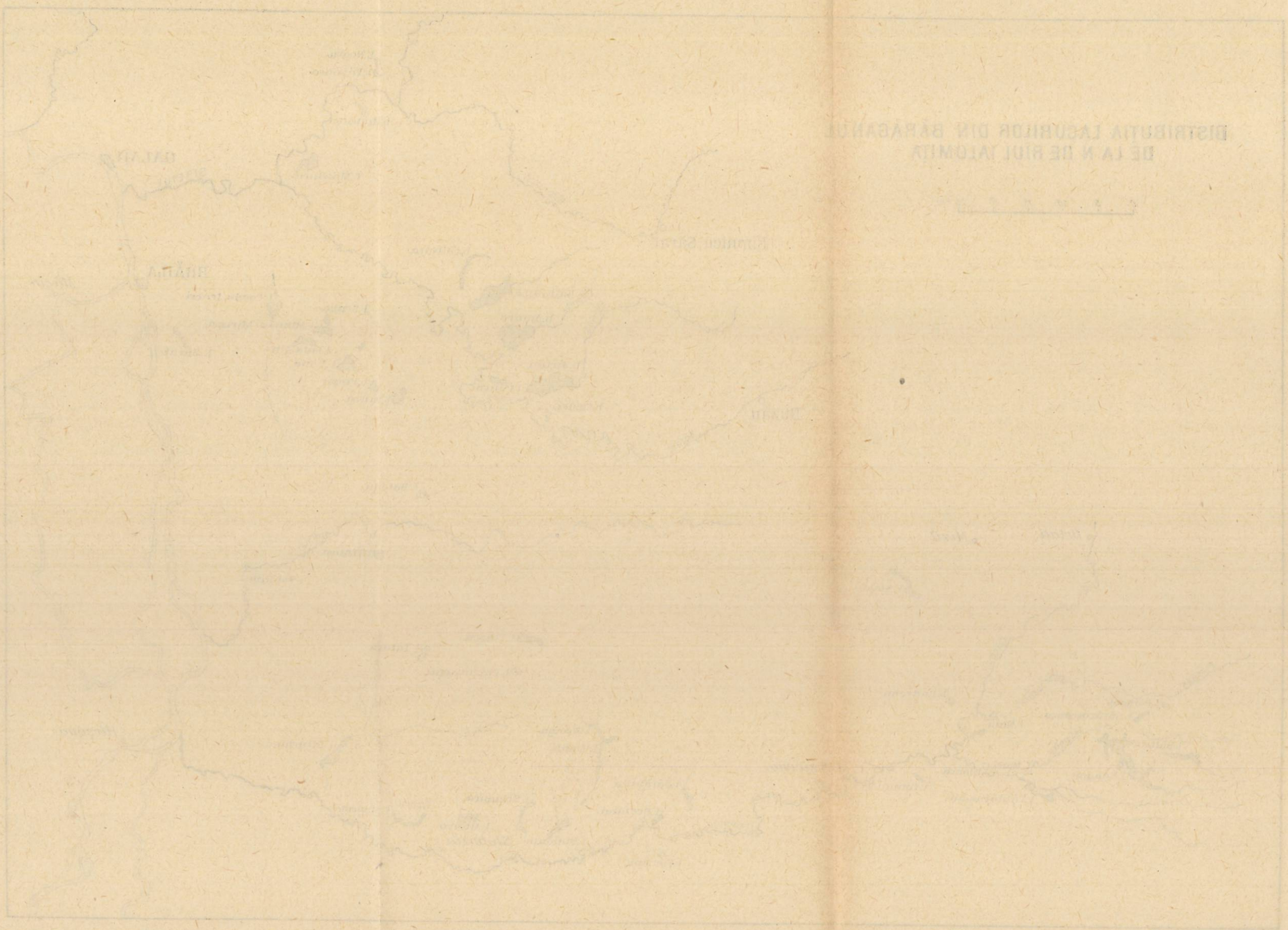

DISTRIBUȚIA LACURILOR DIN BĂRĂGANUL
DE LA N DE RÎUL IALOMIȚA
0 5 10 15 20 25 km
L. Negru
l. Viișoara
b. Hișteava
l. Maxineni
GALAȚI
SIRETUL
Rîmnicul
Rîmnicu-Sărat
b. Ciulnița
BRĂILA
Măcin
Balta Albă
Infundu
Bătrîna
b. Amara
l. Seaca
l. Coada Iencei
l. Movila Miresei
l. Lutu Alb
L. Sărat
b. Jirlău
l. Esna
l. Plopu
l. Cîineni
l. Ianca
b. Costei
Buzău
Buzăul
l. Batogu
Urlați
Mizil
Călmățuiul
l. Traian
l. Amara
l. Rezi
Cricovul
l. Plașcu
l. Tătaru
Prahova
l. Chichinețu
l. Gorgotu
l. Rudeanu
l. Sărăcineanca
l. Maia
Ialomița
l. Bălteni
l. Reviga
l. Crunți
l. Strachina
Hîrșova
L. Mare
l. Ianca
Urziceni
l. Snagov
l. Comana
l. Căldărușani
l. Sărățuica
l. Schiauca
l. Ezeru
l. Stăncuța
l. Bentului
l. Amara
Ialomița
l. Fundata
Slobozia
l. Piersica

Fig. 7



În acest sens, menționăm că E. Liteanu și A. Pricăjan (26) au stabilit că conținutul în ionii Br și I al apelor lacurilor sărate din Cîmpia Romînă orientală provine din afluxul de ape freatice limitrofe.

Referindu-ne la întregul bazin subteran pe care îl drenează depresiunile lacustre, observăm că aporturile de săruri pe calea apelor freatice ajung în lacuri prin izvoarele de pe taluze sau din fundul acestora, prin izvoarele care apar în văile afluente, precum și prin spălarea de către apele de șiroire a sărurilor depuse de apele capilare.

Dacă raportăm suprafața bazinelor subterane de alimentare a lacurilor, delimitate prin cartările hidrogeologice prezentate mai înainte, la harta raionării hidrochimice a Cîmpiei Romîne orientale, întocmită de E. Liteanu și colaboratori (18), reiese că fiecare dintre aceste bazine se extinde pe o zonă care, în general, include mai multe raioane hidrochimice de ape freatice.

Ținînd seama că autorii citați au separat raioanele hidrochimice pe criteriul menținerii constante, în cadrul unui anumit teritoriu, a principalelor caractere hidrochimice ale apelor freatice, se poate afirma că acumularea apelor subterane în lacuri este însoțită și de un aport de săruri provenit prin amestecul apelor freatice aparținînd unor raioane hidrochimice diferite, pe care le drenează depresiunea morfologică în care se află instalat lacul. Din această cauză, se creează în apele lacului un amestec de săruri, care ar trebui să reflecte caracterele hidrochimice ale întregului bazin subteran drenat. Deoarece fiecare raion hidrochimic își are un echilibru salin propriu și constant și amestecul de ape freatice provenit din raioanele drenate ar trebui să prezinte un echilibru hidrochimic salin constant.

În prealabil, observăm însă că, echilibrul salin al apelor lacurilor diferă sensibil în raport cu caracterele hidrochimice ale bazinelor subterane drenate. Într-adevăr, între compoziția chimică a apelor unui lac și compoziția chimică medie aferentă raioanelor hidrochimice de ape freatice care alimentează acel lac, nu poate fi stabilită o relație precisă.

Pentru explicarea acestei constatări am admis intervenția unei metamorfoze hidrochimice, care ar avea probabil loc la trecerea apelor freatice din faza subterană la faza superficială și căreia i s-ar datora modificarea compoziției chimice medii a apelor freatice, o dată cu transformarea lor în ape de lac.

Asupra cauzelor apariției acestui fenomen hidrochimic vom reveni mai departe.

Presupunînd însă că procesul hidrochimic menționat este specific fiecărui lac în parte și se desfășoară în condiții proprii, ne exprimăm părerea că metamorfozarea apelor freatice caracterizate printr-un echilibru salin constant va conduce la apariția unui alt echilibru salin, care de asemenea se va menține invariabil.

În consecință, dacă admitem că echilibrul salin al apelor lacurilor trebuie să se mențină constant, acesta n-ar putea fi influențat de variațiile de concentrație a sărurilor, care apar în mod sezonier sau periodic.

Într-adevăr, variația gradului de mineralizare a apelor lacurilor este determinată de intensitatea evaporărilor și de mărimea aporturilor

de ape meteorice sau superficiale. Totodată, ţinînd seama de faptul că aporturile de ape meteorice sau de ape superficiale sînt caracterizate printr-un conţinut redus de săruri, reiese că economia salină a lacurilor n-ar putea fi sensibil modificată de aceşti factori.

★

Consideraţiile mai înainte expuse au fost confirmate de o serie de analize chimice, efectuate la intervale foarte variate, asupra unora din lacurile Cîmpiei Romîne orientale.

Tabelele comparative nr. 10—22, în care sînt prezentate analizele chimice ale apelor lacurilor : Amara, Fundata, Strachina, Jirlău, Balta Amara, Balta Albă, Cîineni, Costei, Ciulniţa, Batogu, Movila Miresei, Ianca şi Lacul Sărat, executate de diferiţi autori începînd din secolul trecut şi pînă în prezent, dovedesc în mod categoric că echilibrul salin al acestor ape s-a menţinut neschimbat.

În unele din tabelele menţionate au fost expuse şi rezultatele analizelor chimice efectuate în anul 1960, care se referă exclusiv la probe ridicate în aceeaşi zi de la diferite adîncimi şi din diverse puncte ale lacurilor respective.

Datele analitice demonstrează menţinerea neschimbată a echilibrului salin al apelor lacului chiar şi în cazul existenţei unor importante variaţii ale gradului de concentraţie a sărurilor, puse în evidenţă de probele recoltate din pătura superficială sau la punctele de confluenţă cu văile tributare acelui lac. Această constatare argumentează în primul rînd faptul că variaţia gradului de salinitate, în diferite puncte ale unui lac, trebuie pusă în legătură cu mărimea aporturilor de ape meteorice sau curgătoare şi în al doilea rînd că asemenea afluxuri nu influenţează sensibil economia salină a acelui lac.

De asemenea, în cazul lacului Strachina (tabelul nr. 12), care prin amenajarea unui canal de legătură cu rîul Ialomiţa a fost transformat într-un lac cu ape dulci, se constată că echilibrul salin actual este în general asemănător cu cel din trecut, cu excepţia unei uşoare anomalii provocată de conţinutul ridicat în bicarbonaţi de calciu al apelor rîului.

Menţinerea neschimbată a echilibrului salin în condiţii naturale a apelor lacurilor din Cîmpia Romînă orientală constituie una din legile care caracterizează condiţiile hidrochimice ale acestui ţinut.

★

Referindu-ne la raporturile dintre condiţiile genetice ale lacurilor din Cîmpia Romînă orientală şi gradul actual foarte ridicat de salinitate pe care îl prezintă unele dintre aceste lacuri, observăm în prealabil că la etapa iniţială a formării lor, concentraţia în săruri a apelor era probabil similară sau chiar mai mică decît aceea a apelor freatice din care se alimentau.

Acest considerent ne obligă să presupunem că apele tuturor lacurilor din această regiune evoluează spre salinizare.

Tabelul nr. 10

Analize chimice

Denumirea lacului	Amara								
Executantul analizei	P. Poni			P. Petrescu			I. Pandele		
Anul analizei	1887			1933			1959		
Mineralizaţia totală	89,45			28,60			29,8009		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	21,0777	594,00	20,84	7,3715	207,904	22,534	8,6239	243,2000	25,1
Br^-				0,00374	0,047	0,005	0,0200	0,2502	
I^-				0,00078	0,006		0,0001	0,0008	
NO_3^-									
SO_4^{2-}	34,6124	720,00	25,22	11,5854	241,183	26,135	10,8063	224,9756	23,2
HCO_3^-	6,8677	114,70	3,94	0,7487	12,272	1,329	0,9884	16,2000	1,7
$Na^+ + K^+$	19,8027	861,10	30,11	6,8590	297,189	32,203	7,1582	311,2264	32,1
NH_4^+								4,4010	
Ca^{2+}	0,5118	25,60	0,89	0,1368	6,828	0,740	0,0882		0,5
Mg^{2+}	6,5796	542,00	19,00	1,9141	157,410	17,057	2,0550	168,9990	17,4
Fe^{2+}									
Acid metasilicic				0,0122					
Bioxid de carbon liber									
Acid metaboric							0,0608		
Total	89,4519	2857,40	100,000	28,60270	922,854	100,000	29,8009	484,6264	100,00

Tabelul

Analize

Denumirea lacului	Fundata					
Executantul analizei	P. Poni			P. Petrescu		
Anul analizei	1887			1933		
Mineralizaţia totală	31,911			16,7757		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	7,313	207,500	20,600	4,0073	113,018	21,524
Br^-				0,0088	0,110	0,023
I^-				0,0002	0,016	0,001
NO_3^-						
SO_4^{2-}	12,210	255,000	25,400	0,5801	137,003	26,092
HCO_3^-	2,457	20,284	4,000	0,7560	12,391	2,360
$Na^+ + K^+$	7,942	341,090	33,952	4,6014	201,357	38,350
NH_4^+				0,0002	0,011	0,002
Ca^{2+}	0,026	1,294	0,128	0,0240	1,197	0,228
Mg^{2+}	1,956	160,400	15,920	0,0292	59,969	11,422
Fe^{2+}				0,0001	0,004	
Acid metasilicic	0,007			0,0084		
Bioxid de carbon liber						
Acid metaboric						
Total	31,911	1005,568	100,000	16,7757	525,076	100,000

nr. 11

chimice

D. Tintilă			I. Pandele		
1955			1959		
14,54			13,8231		
g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
3,2756	93,3857	20,62	3,4042	96,0000	22,5
nedozat			0,0120	0,1502	
nedozat			0,0001	0,0008	
5,2096	108,4587	24,19	4,3907	91,4173	21,5
1,4213	23,3000	5,19	1,5619	25,6000	6,0
3,9981	173,8295	38,79	3,7952	165,0083	38,8
0,0180	0,9000	0,200	0,0320	1,5968	0,3
0,6008	49,4078	11,008	0,5662	46,5632	10,9
0,0002	0,0071	0,001			
0,0246					
			0,0680		
14,5482	224,1444	100,000	13,8231	213,1683	100,0

Tabelul nr. 12

Analize chimice

Denumirea lacului	Strachina								
Executantul analizei	P. Petrescu			D. Ţintilă			I. Pandele		
Anul analizei	1933			1955			1960		
Mineralizaţia totală	11,01			7,10			2,21		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	3,3072	93,292	26,199	2,1985	61,9994	26,54	0,6525	18,4000	26,5
Br^-	0,0084	0,105	0,029	nedozat			0,0025	0,0330	
I^-	0,0022	0,017	0,005	nedozat			urme		
NO_3^-									
SO_4^{2-}	3,9155	81,514	22,854	2,3488	48,8997	21,13	0,6255	13,0220	18,8
HCO_3^-	0,2083	3,414	0,957	0,3172	5,1990	2,23	0,2013	3,3000	4,7
$Na^+ + K^+$	2,6796	114,802	32,186	1,6379	71,2148	30,7	0,5201	22,6150	32,5
NH_4^+	0,0011	0,064	0,018						
Ca^{2+}	0,2568	12,818	3,594	0,1122	5,5988	2,4	0,0741	3,7000	5,3
Mg^{2+}	0,616	50,658	14,202	0,4777	39,2845	16,9	0,1025	8,4292	12,2
Fe^{2+}				urme			0,0003	0,0108	
Acid metasilicic	0,0190			0,0091	0,128		0,0052		
Bioxid de carbon liber							0,0198		
Acid metaboric							0,0062		
Total	**11,0148**	**356,684**	**100,0**	**7,1014**	**232,1962**	**100,0**	**2,2100**	**34,7550**	**100,0**

Tabelul nr. 13

Analize chimice

Denumirea lacului	Jirlău																	
Executantul analizei	P. Petrescu			O. Costăchescu			O. Costăchescu			O. Costăchescu			O. Costăchescu			J. Radu		
Anul analizei	1933			1960			1960			1960			1960			1960		
Mineralizația totală	3,02			7,15			5,88			7,18			5,88			6,00		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	0,6130	17,287	19,673	1,5673	44,1990	20,99	1,2269	34,5995	20,02	1,5602	43,9988	20,82	1,2340	34,7997	20,14	1,2730	35,9000	20,4
Br^-	0,00136	0,017	0,019	0,00003	0,0003		0,00003	0,0003		0,00003	0,0003		0,00004	0,0005		0,00001		
I^-	0,000048			0,00005	0,0005		0,00005	0,0005		0,00004	0,0004		0,00005	0,0005		0,00003		
NO^-_3	0,0019	0,030	0,034				0,0040	0,0645	0,04							0,0006	0,0097	
SO^{2}_4	0,5080	10,574	12,035	1,3052	27,1729	12,91	1,1892	24,7579	14,32	1,3291	27,6705	13,09	1,1818	24,6060	14,24	1,2065	25,1182	14,2
HCO^-_3	0,9778	16,027	18,240	2,0682	33,8993	16,10	1,6473	27,0004	15,62	2,0743	33,9993	16,09	1,6473	27,0004	15,62	1,6595	27,2005	15,4
$Na^+ + K^+$	0,7795	33,891	38,568	1,9014	82,6735	39,27	1,5656	68,0789	39,39	1,9080	82,9598	39,25	1,5637	67,9880	39,35	1,6011	69,6139	39,5
NH^+_4	0,0008	0,044	0,050															
Ca^{2+}	0,0229	1,143	1,301	0,0440	2,1956	1,04	0,0305	1,5219	0,88	0,0440	2,1956	1,05	0,0320	1,5968	0,92	0,0321	1,6018	0,9
Mg^{2+}	0,1077	8,858	10,080	0,2481	20,4029	9,69	0,2043	16,8009	9,72	0,2481	20,4029	9,65	0,2043	16,8009	9,72	0,2067	16,9984	9,6
Fe^{2+}				urme			0,0006	0,0214	0,01	0,0031	0,1110	0,05	0,0006	0,0214	0,01	0,0004	0,0143	
Acid metasilicic	0,0098			rme			urme			urme			urme			0,0052		
Bioxid de carbon liber				absent														
Acid metaboric				0,0243			0,0202			0,0223			0,0202			0,0243		
Total	3,0232	87,872	100,00	7,1585	105,2720	100,00	5,8886	86,4231	100,00	7,1891	105,6693	100,00	5,8839	86,4071	100,00	6,0094	88,2284	100,00

Datele mai înainte expuse ne îndreptăţesc însă să afirmăm că fenomenul de salinizare a apelor lacurilor din acest ţinut este un proces care se desfăşoară în ritm geologic prin aportul continuu de săruri, pe calea apelor freatice originare din întregul bazin subteran, pe care îl drenează depresiunea lacustră. Gradul mediu de mineralizare actuală a apelor lacurilor este determinat, pe de o parte, de mărimea afluxului şi tipul hidrochimic al apelor freatice drenate iar, pe de altă parte, de debitul mijlociu anual provenit din apele superficiale şi meteorice. Variaţiile periodice neregulate ale conţinutului în săruri al apelor lacului reflectă exclusiv bilanţul aportului de ape curgătoare sau meteorice şi a pierderilor prin evaporare, în funcţie de condiţiile climatice locale.

★

Privitor la relaţiile hidrochimice dintre apele freatice şi apele lacurilor din Cîmpia Romînă orientală s-a remarcat încă din trecut existenţa unor deosebiri radicale între compoziţiile lor chimice.

Încercînd să aducem o contribuţie la lămurirea acestei probleme, am paralelizat compoziţiile chimice ale apelor freatice aparţinînd diferitelor raioane hidrochimice cu compoziţiile chimice ale apelor lacurilor salinizate din ţinutul menţionat, rezultînd următoarele deosebiri principale :

a) În apele freatice este prezent întotdeauna CO_2 liber, care lipseşte în general din conţinutul apelor lacurilor. Din acest motiv, apele lacurilor au un caracter bazic pus în evidenţă printr-o valoare $pH > 8$. Valorile pH-ului cuprinse între 7 şi 8 se întîlnesc numai în lacurile cu ape avînd o mineralizaţie foarte redusă şi în general alimentate permanent de ape curgătoare. Se poate deci presupune că trecerea apelor freatice din faza subterană la faza superficială este caracterizată prin pierderea CO_2 liber.

b) În apele freatice avînd chiar o concentraţie peste 5 g/kg, ionul HCO_3^- intervine cu un procent însemnat la formarea echilibrului salin.

Dimpotrivă, apele lacurilor salinizate din Cîmpia Romînă orientală sînt caracterizate în general printr-un conţinut extrem de redus de ioni HCO_3^-, fapt explicabil prin dispariţia CO_2 liber din conţinutul acestor ape.

Prezenţa ionului HCO_3^- într-o proporţie apreciabilă a fost semnalată numai în lacurile cu o mineralizaţie redusă, alimentate permanent de ape superficiale.

c) Ionul Ca^{2+} participă cu un conţinut ridicat la formarea echilibrului salin al apelor freatice, în timp ce în apele lacurilor salinizate, ionul Ca^{2+} este prezent, în cea mai mare parte a cazurilor, într-o proporţie foarte redusă exprimată în echilibrul salin cu o valoare a procent-echivalentului respectiv în general sub 1%.

d) În apele freatice raportul $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$ este în general subunitar în cazul cînd mineralizaţia acestora este redusă şi devine treptat supraunitar pe măsura creşterii mineralizaţiei totale, fără ca să depăşească valoarea 2.

Tabelul

Analize

Denumirea lacului	Balta Amara					
Executantul analizei	P. Petrescu			G. Pitulescu		
Anul analizei	1933			1960		
Mineralizația totală	10,77			16,97		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	3,9095	110,250	31,920	5,9568	168,0006	30,92
Br^-				0,0018	0,0225	
I^-				0,00007		
NO_3^-	0,0008	0,013	0,004	absent	absent	absent
SO_4^{2-}	2,5093	52,240	15,149	4,4870	93,4149	17,19
HCO_3^-	0,6056	9,926	2,878	0,6223	10,2000	1,89
$Na^+ + K^+$	3,3865	146,546	42,495	5,3717	233,6333	43,00
NH_4^+						
Ca^{2+}	0,0773	3,858	1,119	0,0721	3,5978	0,66
Mg^{2+}	0,2708	22,025	6,385	0,4183	34,3997	6,34
Fe^{2+}				0,0002	0,0072	
Acid metasilicic	0,0116			0,0054		
Bioxid de carbon liber				absent		
Acid metaboric				0,0405		
Total	10,7726	344,858	100,00	16,9761	271,6380	100,00

nr. 14

chimice

(r. Făurei)

G. Pitulescu			G. Pitulescu		
1960			1960		
16,81			16,96		
g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
5,8860	166,0011	30,85	5,9568	168,0006	30,94
0,0018	0,0225		0,0021	0,0263	
0,0001	0,0008		0,0001	0,0008	
absent	absent	absent			
4,4600	92,8528	17,25	4,4684	93,0277	17,14
0,6223	10,2000	1,90	0,6345	10,4000	1,92
5,3172	231,2757	42,98	5,3665	233,3674	42,98
0,0681	3,3982	0,63	0,0737	3,6776	0,68
0,4183	34,3997	6,39	0,4183	34,3997	6,34
0,0001	0,0036		0,0003	0,0107	
0,0051			0,0051		
0,0405			0,0405		
16,8195	269,0772	100,00	16,9663	271,4554	100,00

Tabelul nr. 16

Analize chimice

Denumirea lacului	Cîineni					
Executantul analizei	P. Petrescu			G. Pitulescu		
Anul analizei	1933			1960		
Mineralizaţia totală	36,07			46,59		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	13,0318	367,537	30,793	16,8993	476,6151	30,99
Br^-	0,0025	0,032	0,003	0,0076	0,0951	0,01
I^-	0,00078	0,006	0,001	0,0002	0,0015	
NO_3^-	0,0008	0,013	0,001			
SO_4^{2-}	10,6955	222,658	18,655	13,8264	287,8521	18,72
HCO_3^-	0,3992	6,543	0,548	0,2623	4,3000	0,28
$Na^+ + K^+$	9,4572	410,143	34,363	12,2532	532,0629	34,60
NH_4^+	0,00074	0,041	0,003			
Ca^{2+}	0,5069	25,301	2,120	0,8545	42,6397	2,77
Mg^{2+}	1,9614	161,304	13,514	2,3610	194,1612	12,63
Fe^{2+}				urme		
Acid metasilicic	0,0135			0,0091		
Bioxid de carbon liber						
Acid metaboric				0,1215		
Total	36,07107	1193,578	100,000	46,5951	768,8780	100,000

Tabelul nr. 17

Analize chimice

Denumirea lacului	Costei					
Executantul analizei	D. Ţintilă			D. Ţintilă		
Anul analizei	1960			1960		
Mineralizaţia totală	7,28			9,24		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	1,4645	41,3000	19,5	1,9832	55,9278	20,7
Br^-	urme			urme		
I^-	0,00004			0,00005		
NO_3^-	0,0020	0,0322		urme		
SO_4^{2-}	1,3012	27,0897	12,8	1,4863	30,9433	11,5
HCO_3^-	2,2940	37,6000	17,7	2,9407	48,2000	17,8
$Na^+ + K^+$	1,8540	80,6090	38,0	2,4164	105,0627	38,9

Tabelul nr. 15

Analize chimice

Denumirea lacului	Balta Albă																	
Executantul analizei	Frank și Plusque			P. Petrescu			I. Pandele			I. Pandele			I. Pandele			I. Pandele		
Anul analizei	1847			1933			1960			1960			1960			1960		
Mineralizația totală	334,5605			13,5532			22,31			20,49			21,22			34,83		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	135,11	3,810	44	6,2816	77,146	40,045	10,2825	290,0000	39,8	9,4316	266,0000	39,7	9,7861	276,0000	39,8	16,3811	462,0000	40,5
Br^-				urme			0,0006	0,0075		0,005	0,0061		urme			0,0010	0,0125	
I^-				urme			0,000025			0,00003			0,00003			0,00005		
NO_3^-																		
SO_4^{2-}	12,24	244	2.82	1,3812	28,754	6,500	2,3209	48,3189	6,6	2,0575	42,8351	6,4	2,1398	44,5485	6,4	3,6047	75,0463	6,5
HCO_3^-	17,22	275	3,18	0,9324	15,283	3,455	1,5863	26,0000	3,6	1,5867	26,0000	3,9	1,5863	26,0000	3,8	2,0743	34,0000	3,0
$Na^+ + K^+$	95,9	4,340	48	4,7356	205,314	46,412	7,7334	336,2335	46,1	7,0053	304,6361	45,5	7,3072	317,7437	45,8	12,2494	532,6464	46,6
NH_4^+				0,0001	0,005	0,001												
Ca^{2+}	1,42	69,4	0,77	0,0178	0,888	0,201	0,0176	0,8782	0,1	0,0240	1,1976	0,1	0,0200	0,9980	0,1	0,0240	1,1976	0,1
Mg^{2+}	1,27	104,0	1,23	0,1821	14,976	3,385	0,3308	27,2039	3,8	0,3526	28,9967	4,4	0,3380	27,7960	4,1	0,4524	37,2040	3,3
Fe^{2+}							0,0003	0,0108		0,0003	0,0108		0,0003	0,0108		0,0003	0,0108	
Acid metasilicic				0,0218			0,0078			0,0078			0,0104			0,0055		
Acid metaboric							0,0365			0,0324			0,0365			0,0405		
Total	263,16	8842,4	100,00	13,5532	442,366	100,000	22,3167	364,3264	100,00	20,4987	334,8412	100,0	21,2246	346,5485	100,0	34,8332	571,0588	100,0

Tabelul nr. 17 (continuare)

Denumirea lacului	Costei					
Executantul analizei	D. Ţintilă			D. Ţintilă		
Anul analizei	1960			1960		
Mineralizaţia totală	7,28			9,24		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
NH_4^+						
Ca^{2+}	0,0561	2,8000	1,3	0,0521	2,6000	1,0
Mg^{2+}	0,2748	22,5986	10,7	0,3332	27,4013	10,1
Fe^{2+}	0,0004	0,0143		0,0002	0,0071	
Acid metasilicic	0,0129			0,0129		
Bioxid de carbon liber						
Acid metaboric	0,0202			0,0223		
Total	7,2801	106,0219	100,0	9,2473	135,0711	100,0

Tabelul nr. 18

Analize chimice

Denumirea lacului	Ciulniţa					
Executantul analizei	D. Ţintilă			D. Ţintilă		
Anul analizei	1960			1960		
Mineralizaţia totală	7,63			7,85		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	1,4184	40,0000	17,2	1,4184	40,0000	16,8
Br^-	0,0015	0,0188		0,0018	0,0225	
I^-	0,00003			0,00004		
NO_3^-						
SO_4^{2-}	2,5513	53,1156	22,8	2,6994	56,1989	23,5
NCO_3^-	1,4154	23,2000	10,0	1,4154	23,2000	9,7
$Na^+ + K^+$	1,6957	73,7283	31,7	1,7648	76,7292	32,1
NH_4^+						
Ca^{2+}	0,0361	1,8013	0,8	0,0361	1,8014	0,8
Mg^{2+}	0,4961	40,7977	17,5	0,4961	40,7977	17,1
Fe^{2+}	0,0002	0,0071		0,0026	0,0931	
Acid metasilicic	0,0026			0,0026		
Bioxid de carbon liber						
Acid metaboric	0,0182			0,0203		
Total	7,6354	116,3344	100,00	7,8575	119,4214	100,00

Tabelul

Analize

Denumirea lacului	Batogu					
Executantul analizei	P. Petrescu			D. Ţintilă		
Anul analizei	1933			1960		
Mineralizaţia toală	31,27			276,91		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	15,4903	436,878	40,032	148,9194	4200,0000	42,7
Br^-	0,0161	0,201	0,018	0,0720	0,9009	
I^-	0,00017	0,001		0,00003		
NO_3^-						
SO_4^{2-}	5,1135	106,463	9,754	33,8171	704,0389	7,2
HCO_3^-	0,1302	2,134	0,196	0,5857	9,6000	0,1
$Na^+ + K^+$	7,3997	320,948	29,408	69,5579	3020,3193	30,8
NH_4^+						
Ca^{2+}	0,9937	49,600	4,545	0,3707	18,4980	0,2
Mg^{2+}	2,1295	175,129	16,047	22,8070	1875,5757	19,0
Fe^{2+}				0,0041	0,1468	
Acid metasilicic	0,0068			0,0039		
Bioxid de carbon liber				0,4114		
Acid metaboric				0,3645		
Total	31,27997	1091,354	100,00	276,9137	4914,5398	100,0

nr. 19

chimice

O. Costăchescu			I. Pandele		
1960			1960		
244,80			159,60		
g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
134,0275	3780,0000	43,03	76,2326	2150,0000	39,2
0,0720	0,9009	0,01	0,0720	0,9010	
0,00002	0,0002		0,00003		
28,9285	602,2609	6,85	28,2762	588,6826	10,7
0,5856	9,6000	0,11	0,2805	4,5000	0,1
57,4373	2494,1624	28,39	42,8998	1863,1948	33,9
0,3617	18,0489	0,21	0,8818	44,0000	0,8
22,8658	1880,4111	21,40	10,1760	836,8420	15,3
0,0039	0,1396		0,0040	0,1468	
0,0038			0,0026		
0,2156			0,4100		
0,2997			0,3645		
244,8014	4392,7620	100,00	159,6000	2744,1836	100,00

Tabelul nr. 20

Analize chimice

Denumirea lacului	Movila Miresei								
Executantul analizei	P. Petrescu			G. Pitulescu			O. Costăchescu		
Anul analizei	1933			1960			1960		
Mineralizaţia totală	137,97			300,17			299,82		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	57,7713	1629,365	36,562	135,7870	3829,6278	39,12	135,9776	3835,0000	39,23
Br^-	0,1766	2,210	0,050	0,0900	1,1261	0,02	0,1000	1,2513	0,01
I^-	urme			0,0005	0,0039		0,0005	0,0039	
NO_3^-									
SO_4^{2-}	27,3627	569,637	12,779	49,0122	1020,3860	10,42	48,5158	1010,0514	10,30
HCO_3^-	1,6170	26,504	0,595	2,6844	44,0000	0,44	2,7455	45,0008	0,46
$Na^+ + K^+$	50,5673	2195,295	49,262	111,6585	4847,1212	49,50	111,5788	4843,2921	49,51
NH_4^+									
Ca^{2+}	0,0435	2,171	0,049	0,0721	3,5978	0,05	0,0721	3,5978	0,04
Mg^{2+}	0,3733	30,699	0,689	0,5399	44,3997	0,45	0,5399	44,3996	0,45
Fe^{2+}				0,0007	0,0251		0,0005	0,0179	
Acid metasilicic	0,0466			0,0051			urme		
Bioxid de carbon liber									
Acid metaboric				0,3240			0,2997		
Total	137,9719	4456,330	100,00	300,1744	4895,1438	100,00	299,8294	4891,3074	100,00

Tabelul nr. 22

Analize chimice

Denumirea lacului	Lacul Sărat																							
Executantul analizei	A. Carnot			P. Petrescu			B. Demayo			B. Demayo			B. Demayo			D. Ţintilă			O. Costăchescu			J. Radu		
Anul analizei	1888			1933			1956			1957			1958			1960			1960			1960		
Mineralizaţia totală	58,0483			67,19956			83,9554			221,2670			104,8030			172,07			193,29			180,45		
Ioni	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Cl^-	16,3373	461,00	25,20	15,0931	425,684	20,334	18,6379	525,600	20,149	46,3549	1307,242	19,101	21,9655	619,440	19,09	42,0165	1185,0000	22,0	46,9804	1325,0000	21,90	44,1440	1245,0010	22,37
Br^-				0,00156	0,019	0,001	0,0050	0,062	0,002	0,0012	0,015					0,0600	0,7508		0,0600	0,7507	0,01	0,0600	0,7508	0,1
I^-				0,0019	0,015	0,001	0,0003	0,001								0,0003	0,0024		0,0003	0,0023		0,0003	0,0024	
NO_3^-							0,0010	0,016																
SO_4^{2-}	21,4692	448,00	24,49	29,5830	615,857	29,420	37,0014	770,300	29,516	101,0683	2104,050	30,744	47,5561	990,000	30,84	72,0125	1499,2297	27,8	80,7362	1680,8506	27,84	75,2222	1566,0526	27,40
HCO_3^-	0,3623	5,68	0,31	0,3002	4,920	0,235	0,4243	8,835	0,338	0,5987	9,813	0,143	0,6043	9,905	0,04	0,8419	13,8000	0,2	0,9760	16,0000	0,25	0,9335	15,3000	0,22
S_2O_3							0,0055	0,098	0,003	0,0448	0,799	0,012												
$Na^+ + K^+$	18,3675	797,00	43,59	19,7025	855,409	40,862	25,0716	1090,053	41,767	66,4933	2891,012	42,243	31,2310	1357,830	41,93	50,9093	2211,4826	41,0	58,3253	2534,3366	41,93	53,8571	2339,8065	41,45
NH_4^+										0,0009	0,050													
Ca^{2+}	0,2285	14,83	0,81	0,4545	22,645	1,083	0,4884	24,378	0,934	0,6347	31,680	0,463	0,7020	35,855	1,11	0,3607	18,0000	0,3	0,3205	15,9980	0,26	0,3607	18,0000	0,32
Mg^{2+}	1,2576	102,85	5,60	2,0507	168,646	8,055	2,3167	190,481	7,299	6,0698	499,177	7,294	2,7441	225,660	6,99	5,7063	469,2681	8,7	5,7424	472,2368	7,81	5,7063	469,2681	8,23
Fe^{2+}																0,0009	0,0322		0,0009	0,0322		0,0009	0,0322	
SiO_3H_2	0,0259			0,0054			0,0003									0,0052			0,0052			0,0052		
O_2							0,0024			0,0004														
Bioxid de carbon liber																								
Acid metaboric																0,1620			0,1620			0,1620		
Total	58,0483	1829,36	100,00	67,19956	2093,400	100,000	83,9554	2 609,824	100,000	221,2670	6843,838	100,000	104,8030	3238,690	100,00	172,0756	2698,7829	100,0	193,2992	3022,6036	100,0	180,4522	2827,1068	100,00

În apele lacurilor salinizate acest raport atinge valori mari cuprinse între 4 şi 100.

e) Ionul Fe^{2+} este destul de frecvent în compoziţia chimică a apelor freatice şi totodată se constată că el este permanent absent din conţinutul salin al apelor lacustre. Această constatare poate fi pusă în legătură cu faptul că în apele freatice ionul Fe^{2+} se întîlneşte sub formă de $Fe(CO_3H)_2$, care o dată cu pierderea CO_2 liber, la trecerea din faza subterană în faza superficială, se descompune precipitîndu-se $Fe(OH)_2$.

f) Prezenţa ionilor dozabili de Br^-, I^- şi B^{-3} în apele lacurilor provine de asemenea din apele freatice, în care aceşti ioni pot fi puşi în evidenţă numai prin metode microanalitice.

Din cele expuse s-ar părea că metamorfoza care are loc la trecerea apelor freatice din faza subterană la faza superficială este declanşată de pierderea CO_2 liber. Prin dispariţia CO_2 liber, bicarbonaţii din apele freatice îşi pierd stabilitatea şi se descompun.

Am arătat mai înainte că, în compoziţia chimică a apelor freatice, ionul Ca^{2+} participă într-o proporţie însemnată în special sub forma de $(CO_3H)_2Ca$. Prin descompunerea acestuia se separă $CaCO_3$ care, fiind insolubil, precipită pe fundul lacului.

Analizele chimice efectuate asupra nămolului colectat de pe fundul lacurilor au pus în evidenţă prezenţa unui conţinut important de $CaCO_3$ (tabelul nr. 23).

În foarte puţine lacuri din Cîmpia Romînă orientală s-a semnalat totuşi şi prezenţa unui conţinut apreciabil de ioni Ca^{2+}. Această constatare trebuie pusă în legătură cu faptul că, în unele raioane hidrochimice, apele freatice care alimentează lacul respectiv conţin pe lîngă $(CO_3H)_2Ca$ şi $CaCl_2$, ceea ce explică şi menţinerea ionului Ca^{2+} în apele acelor lacuri.

Tabelul nr. 23

Conţinutul în $CaCO_3$ al unor nămoluri din lacurile Cîmpiei Romîne orientale

Denumirea lacului	Conţinutul la un gram nămol uscat $CaCO_3$	
	g	%
Movila Miresei	0,1248	12,48
Cîineni	0,1123	11,23
Ianca	0,1277	12,77
Batogu	0,1105	11,05
Lacul Sărat	0,0678	6,78
Jirlău	0,0908	9,08

Prin urmare, factorul esenţial care determină metamorfoza apelor freatice, la trecerea din faza subterană în faza superficială, îl constituie dispariţia în cea mai mare parte a bicarbonaţilor.

Se înţelege că, datorită faptului că bicarbonatul de calciu intervine în mineralizaţia apelor freatice cu un procent important, dispariţia acestui component din apele lacurilor trebuie să fie însoţită şi de o modificare a

echilibrului salin al acestor ape. Din această cauză, nu este posibil să se stabilească relaţii hidrochimice precise între compoziţia chimică a apelor freatice şi compoziţia chimică a apelor lacurilor.

CONCLUZII

1) Din datele expuse mai înainte a reieşit că lacurile din Cîmpia Romînă orientală aparţin la trei tipuri morfogenetice : lacuri din puncte de confluenţă, lacuri din depresiuni fără scurgere şi lacuri din lunci. Genetica lacurilor din puncte de confluenţă este legată exclusiv de manifestarea proceselor de subsidenţă la începutul holocenului superior şi constituie o lege a acestei regiuni. Lacurile din depresiuni fără scurgere au probabil o origine mixtă, eoliană şi de subsidenţă şi au apărut de asemenea la începutul holocenului superior. Lacurile din lunci sînt subactuale şi au fost generate prin aluvionarea inegală a albiilor majore ale cursurilor de apă.

2) Salinizarea lacurilor din Cîmpia Romînă orientală este un proces care se desfăşoară în ritm geologic prin aportul continuu de săruri pe calea apelor freatice originare din întregul bazin subteran pe care îl drenează depresiunea lacustră.

Gradul mediu de mineralizare pe care îl prezintă în actual apele lacurilor este determinat, pe de o parte, de mărimea afluxurilor şi de tipurile hidrochimice ale apelor freatice drenate iar, pe de altă parte, de debitul mijlociu anual provenit din apele superficiale şi meteorice. Variaţiile periodice neregulate ale conţinutului în săruri al apelor lacurilor reflectă exclusiv bilanţul aporturilor de ape din precipitaţiile atmosferice sau din apele curgătoare şi a pierderilor prin evaporare, în funcţie de condiţiile climatice locale.

3) Particularitatea cea mai importantă a apelor lacurilor o constituie prezentarea unui echilibru salin propriu, care se menţine constant, indiferent de fluctuaţiile în timp ale gradului de concentrare a sărurilor conţinute. Această caracteristică se explică prin faptul că alimentarea din subteran a lacurilor are loc invariabil din cadrul aceloraşi raioane hidrochimice de ape freatice.

4) Între compoziţiile chimice ale apelor lacurilor şi ale apelor freatice din zonele limitrofe acestora nu pot fi stabilite relaţiile precise. Această constatare trebuie pusă în legătură în primul rînd cu extensiunea bazinului de alimentare a lacurilor, care în general include mai multe raioane hidrochimice de ape freatice şi în al doilea rînd cu intervenţia unei metamorfoze hidrochimice care apare probabil la trecerea apelor freatice din faza subterană la faza superficială.

Declanşarea acestei metamorfoze pare să fie provocată de pierderea CO_2 liber din apele freatice, în timp ce descompunerea bicarbonaţilor ar constitui începutul modificării echilibrului lor salin.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ МЕЖДУ ГРУНТОВЫМИ ВОДАМИ И ОЗЕРНЫМИ ВОДАМИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУМЫНСКОЙ РАВНИНЫ

РЕЗЮМЕ

Авторы пришли к заключению, что засоление озер восточной части Румынской равнины является процессом геологического ритма, связанным с непрерывным увеличением количества солей на пути грунтовых вод всего подземного бассейна, дренируемого озерной депрессией.

С гидрогеохимической точки зрения озерные воды характеризуются своим собственным солевым равновесием, которое сохраняется постоянным, независимо от колебания во времени степени концентрации содержимых солей.

Тот факт, что между химическими соединениями озерных и грунтовых вод в прилегающих зонах не могут быть установлены точные связи, объясняется действием гидрохимической метаморфозы, которая, по всей вероятности, появляется при переходе грунтовых вод из подземной фазы в поверхностную фазу.

Предполагается, что возникновение этой метаморфозы вызывается потерей свободного CO_2, в то время как разложение бикарбонатов развязывает процесс изменения их солевого равновесия.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Диаграмма Толстыхина в связи с озерными водами восточной части Румынской равнины (названия озер соответствуют порядковому номеру из таблицы № 8).
Рис. 2. — Дренирующая зона грунтовых вод по направлению к озеру Амара.
Рис. 3. — Дренирующая зона грунтовых вод по направлению к озеру Фундата.
Рис. 4. — Дренирующая зона грунтовых вод по направлению к озеру Стракина.
Рис. 5. — Дренирующая зона грунтовых вод по направлению к озеру Жирлэу.
Рис. 6. — Дренирующая зона грунтовых вод по направлению к озерам Сэрата и Янка.
Рис. 7. — Распределение озер в Бэрэгане на север от реки Яломицы.

RELATIONS HYDROGÉOLOGIQUES ET HYDROGÉOCHIMIQUES ENTRE LES EAUX PHRÉATIQUES ET LES EAUX DES LACS DE LA PLAINE ROUMAINE ORIENTALE

RÉSUMÉ

Les auteurs ont abouti à la conclusion que l'accroissement de la salinité dans les lacs de la Plaine Roumaine orientale est un processus qui se déroule à un rythme géologique par l'apport continu de sels pro-

venant des eaux phréatiques appartenant au bassin souterrain drainé par la dépression lacustre.

Au point de vue hydrogéochimique, les eaux des lacs se caractérisent par un équilibre salin propre qui se maintient constant, indifféremment des fluctuations avec le temps de la concentration des sels qui y sont contenus.

Il n'a pas été possible d'établir des relations précises entre la composition chimique des eaux des lacs et celle des eaux phréatiques des zones limitrophes ; la raisons en est peut-être l'intervention d'une métamorphose hydrochimique apparaissant probablement lors du passage des eaux phréatiques de la phase souterraine à la phase de surface.

Le déclenchement de cette métamorphose semble être provoqué par la perte du CO_2 libre, alors que la décomposition des bicarbonates constituerait le début de la modification de leur équilibre salin.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Diagramme de Tolstykhine des eaux des lacs de la Plaine Roumaine orientale (la dénomination des lacs correspond au numéro d'ordre du tableau 8).

Fig. 2. — Zone de drainage des eaux phréatiques vers le lac Amara.

Fig. 3. — Zone de drainage des eaux phréatiques vers le lac Fundata.

Fig. 4. — Zone de drainage des eaux phréatiques vers le lac Strachina.

Fig. 5. — Zone de drainage des eaux phréatiques vers le lac Jirlău.

Fig. 6. — Zone de drainage des eaux phréatiques vers le lac Sărat et le lac Ianca.

Fig. 7. — Distribution des lacs dans le Bărăgan (région située au nord de la rivière Ialomiţa).

BIBLIOGRAFIE

1. Александров В. А., *Курортные ресурсы СССР*, Медгиз, Москва, 1956.
2. Apostolescu I. G., *Descrierea staţiunii balneare de la Lacul Sărat*, Brăila, 1889.
3. Bandrabur T., *Cercetări geologice şi hidrogeologice pe interfluviul Ialomiţa—Mostiştea—Dunăre*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1960, *5*.
4. Bernard L. A., *Analiza apelor Lacului Sărat*, Bul. Min. Dom., 1885, *5*.
5. Bujor P., *Contributions à l'étude de la faune des lacs salés de Roumanie*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1902, **I**.
6. Carnot A., *Analiza apelor minerale de la Călimăneşti — Căciulata — Bivolari — Govora — Lacul Sărat*, Bul. Min. Agr., 1890, **II**, *4*.
7. Davilla Carol, *Descrierea proprietăţilor chimice şi terapeutice a apei de la Balta Albă*, Rev. ştiinţ., 1873, **IV**.
8. Dumitriu V., *Analize de ape minerale, ape potabile şi nepotabile*, An. Inst. geol. Rom., 1907, **I**.
9. Epitis K. K., *Apa sărată de la Balta Albă*, Bucureşti, 1847.
10. Florea N., *Raionarea preliminară a sărăturilor din R.P.R.*, Probleme agricole, 1958, *9*.
11. Hutchinson Evelin J., *A treatise of limnology*, John Wiley & Sons, New York, 1957.
12. Игнатович Н. К., *О закономерностях распределения и формирования подземных вод*, Докл. Акад. Наук СССР, 1944, **45**, *3*.
13. Liteanu E., *Geologia zonei oraşului Bucureşti*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1952, *1*.
14. — *Geologia bazinului inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1953, *2*.
15. — *Procese morfogenetice holocene în bazinul inferior al Argeşului*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1953, *2*.
16. — *Geologia şi hidrogeologia ţinutului dunărean dintre Argeş şi Ialomiţa*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1956, *4*.

17. LITEANU E., *Raionarea apelor de adîncime din Cîmpia romînă orientală*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia geologie-geografie, 1956, **I**, *1—2*.
18. LITEANU E., ROTMAN S., PRICĂJAN A., SLĂVOACĂ D. şi BANDRABUR T., *Raionarea hidrochimică a apelor freatice din Cîmpia Romînă orientală şi prevederea evoluţiei solurilor în cazul irigaţiilor*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia geologie-geografie, 1956, **I**, *1—2*.
19. LITEANU E., *Cercetări geologice şi hidrogeologice în Cîmpia Romînă de NE*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1960, *5*.
20. LITEANU E., ROTMAN S., BANDRABUR T., SLĂVOACĂ D. şi PRICĂJAN A., *Raionarea apelor freatice potabile şi nepotabile din Cîmpia Romînă orientală*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Seria geologie-geografie, 1956, **I**, *1—2*.
21. LITEANU E. şi BANDRABUR T., *Geologia cîmpiei getice meridionale dintre Jiu şi Olt*, An. Com. geol., 1957, **XXX**.
22. LITEANU E. şi SLĂVOACĂ D., *Harta hidrogeologică a zonei Bucureşti*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Seria geologie-geografie, 1957, **II**, *3—4*.
23. ЛИТЯНУ Е., *Карта четвертичных отложений внекарпатской части РНР*, Акад. Наук СССР, Бюл. Ком. изучению четверт. Пер., 1959, *23*.
24. LITEANU E. şi colab., *Geologia, morfologia şi hidrogeologia Olteniei de SE*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1960, *5*.
25. LITEANU E., *Consideraţiuni asupra stratigrafiei Pleistocenului şi genetica reliefului Cîmpiei Romîne*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1960, *5*.
26. LITEANU E. şi PRICĂJAN A., *Despre provenienţa ionilor Br şi I în apele lacurilor sărate din Cîmpia Romînă orientală*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1960, *5*.
27. LITEANU E., *Limita Cuaternar-Terţiar din Depresiunea valahă*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1960, *5*.
28. MIHĂILESCU V., *Asupra teraselor morfologice*, Inst. cercet. geogr., Cursuri, 1945—1946, Bucureşti, 1947.
29. MRAZEC L., *Les lacs salés de la Roumanie*, Arch. Sci. phys. et nat., Genève, 1901, **XI**.
30. MURGOCI G., *Raport asupra lucrărilor făcute de Secţia de Agrogeologie în anul 1906—1907*, An. Inst. geol. Rom., 1908, **1**.
31. — *Cercetări agrogeologice*, Inst. geol. Rom., Rap. anual (1913), 1922, **XLI**.
32. — *Lacul Sărat*, Rev. Dunărea de Jos, **I**, *11*.
33. PETRESCU P., *Recherches hydrochimiques dans la région NE de la Plaine roumaine*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
34. — *Un sédiment calcaire biogène au fond du Lacul Sărat-Brăila*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXVI**.
35. PONI P., *Etudes sur les minéraux de la Roumanie*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1902, **I**.
36. PRICĂJAN A., *Cercetări hidrogeologice în ţinutul de cîmpie dintre Buzău şi Ialomiţa*, Com. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1960, *5*.
37. ПРИКЛОНСКИЙ В. А. и ЛАПТЕЕВ Ф. Ф., *Физические свойства и химические свойства подземных вод*, Госгеолиздат, Москва, 1949.
38. PROTOPOPESCU-PACHE EM., *Lacurile sărate din Romînia*, Viaţa ştiinţifică, 1906, **I**, *10, 11, 12*.
39. — *Observaţii la comunicarea G. Vîlsan: Influenţe climatice în morfologia Cîmpiei romîne*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1917, **VII**.
40. — *Cercetări agrogeologice în V. Mostiştea şi Olt*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1921, **I**.
41. РЕЗИНКОВ А. А. и МУЛИКОВСКАЯ Е. П., *Методы анализа природных вод*, Госгеолтехиздат, Москва, 1954.
42. SCHOELLER H., *Géochimie des eaux souterraines*, Rev. de l'Inst. Fr. du Petr. et Ann. des combust. liquides, Paris, 1955.
43. SAABNER-TUDURI AL., *Lacurile şi bălţile sărate din Romînia*, Bucureşti, 1904.
44. — *Apele minerale şi staţiunile climatice din Romînia*, Bucureşti, 1906.
45. SOKOLOV N., *Über die Entstehung der Limone Südrusslands*, Mém. Com. géol., 1895, **X**, *4*.
46. ŞTEFĂNESCU GR., *Notă asupra secării Lacului Sărat (Brăila)*, An. Bir. Geol., 1887, **V**, *1*.
47. СУЛИН В. А., *Воды нефтяных месторождений в системе природных вод*, Гостоптехиздат, Москва, 1946.
48. VÎLSAN G., *Cîmpia Romînă*, Bul. Soc. Geogr., 1916, **XXXVI**.

OBSERVAȚII ASUPRA FORMAȚIUNILOR CRISTALINE ȘI METAMORFISMULUI DE CONTACT AL GRANITELOR DIN MASIVUL HIGHIȘ

DE

DAN GIUȘCĂ

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA *în ședința din 13 martie 1962*

I

În 1883 și 1885 L. Lóczy (2), (3) a publicat rezultatele lucrărilor sale asupra formațiunilor cristaline în zona vestică a Masivului Highiș. Această regiune nu a mai format ulterior obiectul unor cercetări sistematice. Abia în 1944—1947, cu prilejul prospecțiunilor pentru zăcăminte cuprifere, autorul articolului a cartat regiunea situată la nord de valea Mureșului, între Păuliș și Bîrzava, pînă în vecinătatea cuverturii pliocene și cuaternare din Bazinul Zarandului [1]). Ținînd seama și de ridicările recente în zona de răsărit a acestui masiv [2]) (4), se pot scoate în relief trăsăturile principale ale acestei zone cristaline.

Dominantă este o serie de șisturi cristaline detritogene, reprezentată prin roci blastodetritice și caracterizată prin alternanța blastopsefitelor cu blastopsamite și blastopelite, fără a se deosebi un orizont conglomeratic bazal. În această serie apar intercalații de roci variate. Calcarele formează mai multe bancuri subțiri pe valea Cladovei și pe valea Araneagului. Tufuri bazice apar ca roci verzi care cuprind pe alocuri și metabazalte, metadolerite sau metagabbrouri. Porfiroidele sînt răspîndite în partea nordică, fără a forma corpuri importante. Întreaga stivă are în zona vestică o cădere sudică.

---

[1]) D. Giușcă, *Raport preliminar asupra zăcămintelor metalifere din regiunea Munților Highiș*, Arh. Com. geol., 1948; *Raport asupra cercetărilor în masivele Vlădeasa și Highiș*, Arh. Com. geol., 1949; *Raport de activitate în campania de lucru 1948*, Arh. Com. geol.

[2]) A. Aldea și T. Bodin, *Raport geologic asupra lucrărilor de teren din campania anului 1954. Masivul Highiș-Drocea*, Arh. Com. geol.; H. Savul, *Raport asupra cercetărilor geologice în partea centrală și de nord a masivului Drocea*, Arh. Com. geol., 1956.

Între Păuliş şi valea Milovei metabazaltele, metadoleritele şi tufurile corespunzătoare metamorfozate, cu intruziuni variate de metagabbrouri şi metagabbrodiorite, alcătuiesc un pachet puternic. Spre nord, metagabbrourile se individualizează ca o fîşie alungită în direcţia E-V, luînd contact cu sedimente argilo-gresoase sau cuarţitice fine, de culoare închisă sau negre şi cu arcoze, considerate de autorii maghiari carbonifere. Acestea se întind de la Cuvin pînă sub vîrful Highiş, pe o distanţă de circa 12 km, lăţimea maximă a acestei fîşii atingînd 3 km, la est de Cioaca lui Adam. Mai spre est au fost întîlnite iviri sporadice pe valea Chimercei, sub vîrful Hodumi. Aceste depozite prezintă direcţia E-V a formaţiunilor cristaline care le suportă. În profilul prin Dealul Tornisc, L. Lóczy sugerează un contact de falie între aceste sedimente şi metagabbrouri.

Între Livorsc şi Piatra Albă, fîşia este întreruptă datorită unei ridicări axiale, lăsînd să apară fundamentul cristalin. O altă fîşie de sedimente paleozoice de dimensiuni reduse, avînd circa 1,5 km în direcţia E-V, se întîlneşte mult mai la sud, pe valea Jernovei.

Considerăm că sedimentele paleozoice au dispoziţie generală sinclinală şi sînt discordante faţă de seria cristalină blastodetritică.

Fără a putea preciza mai îndeaproape vîrsta acestor depozite, semnalăm similitudinea lor cu aşa-zisa serie neagră din Munţii Bihorului, dezvoltată în regiunea Crişului Negru. Această serie reprezintă, după P. Rozloszник (5), partea superioară a unui complex detritic considerat de vîrstă permo-carboniferă, iar mai tîrziu carboniferă. Partea inferioară, formată din sernifite şi filite, este echivalentă, după părerea noastră, seriei detritice din cristalinul Highişului. Intercalaţiile de metadiabaze răspîndite în şisturile verzi, între Arieşeni şi Avram Iancu, ar putea corespunde funcţional complexului ofiolitic din cristalinul Highişului. În regiunea Crişului Negru, gresiile şi şisturile negre au suferit un intens metamorfism hidrotermal şi pirometasomatic care a făcut dificilă separaţia lor de complexul sernifitic, ele fiind considerate în ansamblu şi de autor, în 1937, ca reprezentînd permo-carboniferul (1). Tendinţa în cercetările din ultimii ani este de a separa cristalinul sernifitic de seria neagră, considerată de vîrstă permiană.

Întreaga zonă de vest a Highişului este străbătută de puternice corpuri granitice iar cea mai mare parte a complexului metabazaltic constituie acoperişul lor. În sud, corpul deschis între Barasca şi valea Jernovei, iar spre nord în Cioaca lui Filip, este larg cristalizat, cu facies marginal bine individualizat, îndeosebi pe valea Cladoviţei şi la ruinele Şoimoş. Acest granit cu microclin prezintă unele trăsături interesante : are o textură paralelă netă, cuarţul şi biotitul sînt recristalizate mărunt, iar plagioclazul decalcifiat şi înţesat cu microlite de epidot.

Prezenţa biotitului metamorfic precum şi concordanţa texturală cu şisturile cristaline epizonale pun în evidenţă, după noi, sincronismul punerii în loc a acestui masiv cu metamorfismul cristalinului de Highiş. Această concluzie este întărită de caracterele particulare ale rocilor de contact care le apropie de şisturi cristaline, datorită recristalizării în condiţii de stress, ceea ce modifică paragenezele şi imprimă rocilor o textură şistoasă foarte pronunţată.

Spre răsărit, granitele sînt mai mărunt cristalizate, textura orientată nu mai este aparentă, iar concrețiterile micropegmatitice sînt frecvente. Totuși, aceleași aspecte fiziografice privind cuarțul și biotitul se mai întîlnesc destul de des pentru a arăta că aceste granite aparțin aceluiași ciclu eruptiv sinorogen. Sub forma de filoane în zona de vest la Miniș și pe valea Cladovei, iar spre est dezvoltate și ca masive mai importante, se întîlnesc granodiorite și diorite cuarțifere cu aspecte variate, ce arată în cea mai mare parte aceleași particularități fiziografice privind plagioclazii, cuarțul și biotitul.

Sîntem astfel îndreptățiți a trage concluzia generală că în cristalinul Highișului apare o suită de roci granitice și cuarțdioritice sincronă metamorfismului seriei cristaline.

În Masivul Highiș apare însă și o serie de erupții mai tinere, localizate în mod remarcabil de-a lungul unei dislocații care se urmărește de la Cuvin spre vest și corespunde îndeaproape limitei gabbrourilor cu fîșia de sedimente considerate carbonifere sau permiene. Granite, granite cu turmalin, micropegmatite, microgranite porfirice și porfire cuarțifere, formează o suită bogată de mici corpuri și filoane. Aceste granite metamorfozează sedimentele menționate.

Rămîne încă de discutat existența posibilă a două cicluri distincte de magmatite inițiale. Primul este reprezentat prin șisturile clorito-epidotice cu porfiroblaste de albit și prin masivele de amfibolite epidotice care au cea mai largă dezvoltare în zona cristalină a Bihorului dar se continuă aproape fără întrerupere spre vest pînă la Someș. Cel de-al doilea ciclu, propriu Masivului Highiș, este reprezentat prin metabazalte și metagabbrouri.

În zona cristalină a Bihorului, complexul sernifitelor repauzează peste șisturile cu porfiroblaste de albit. Existența acestor două serii cristaline distincte a fost relevată de cercetătorii maghiari care au separat complexul sernifitelor ca permocarbon. Dacă ținem seama de intercalațiile de roci verzi din cristalinul Highișului, care este continuarea spre vest a complexului sernifitic din Munții Bihorului, putem preciza caracterele diferențiale ale acestor două serii. Rocile verzi tufogene corespund aceleiași parageneze albit-clorit-epidot (± amfibol), dar cristalinul Highișului în faciesul șisturilor verzi, se deosebește prin frecvența structurilor relicte blastopsamitice, în timp ce șisturile cu porfiroblaste de albit din seria Bihariei au evoluat spre o structură cristaloblastică, atingînd starea de echilibru a faciesului amfibolitelor epidotice.

Cum roci verzi, metadiorite și metagabbrouri sînt frecvent intercalate între șisturile blastodetritice, sîntem înclinați să considerăm tot complexul metabazaltic legat organic de această serie detritică, cu atît mai mult cu cît aceasta prezintă și intercalații puternice de material tufogen și tufitic metamorfozat.

Diferențele structurale esențiale între metabazalte și șisturile clorito-epidotice cu porfiroblaste de albit, pe de o parte, și între metagabbrouri-metagabbrodiorite și amfibolitele epidotice din seria Bihariei, pe de altă parte, pledînd pentru un metamorfism mai slab al cristalinului Highișului, sînt fapte care întăresc concluzia că în cristalinul Munților Apuseni se pot deosebi două serii cristaline distincte, fiecare cu magmatitele sale inițiale.

II

Fenomenele de contact în zona cristalinului Highişului sînt variate. Granitele tinere metamorfozează local sedimentele permocarbonifere la Cuvin, Tornisc, Coliba Ovainã, Piatra Albă, precum şi pe valea Jernoviţei. Cu granitele mai vechi fenomenele de contact iau o extensiune largă şi interesează cele mai variate roci ale cristalinului: filite, roci verzi tufogene, metabazalte, metadolerite şi metagabbrouri. Între Păuliş şi Barasca, în vecinătatea Radnei, pe valea Şoimuşului, pe văile Jernovei şi Miloviţei sînt cele mai bune deschideri în astfel de corneene.

La răsărit de Jernoviţa, fenomenele de contact sînt neînsemnate şi dispar aproape cu totul, granitele mai mărunte fiind dezlipite de învelişul lor cristalin. Contactul de falie devine deosebit de clar pe valea Conopului, unde limita are direcţia nord-sud, iar filitele şi şisturile sericitoase în contact direct cu masa granitică au direcţia E—V.

A. METAMORFISMUL SEDIMENTELOR PERMO-CARBONIFERE

Neoformaţiunea caracteristică cea mai frecventă în şisturile şi cuarţitele permo-carbonifere este biotitul. În aureola mai îndepărtată recristalizarea parţială a rocilor cu apariţia biotitului sînt aproape singurele indicii ale procesului de cornificare. Granulele mai mari de cuarţ relict se asociază astfel unei mase recristalizate de biotit măsliniu, cuarţ, microclin, epidot, turmalină şi magnetit. În această masă se observă mici zone izolate mai larg cristalizate, alcătuite din biotit şi muscovit, în concreşteri divergente sau în agregate lamelare neregulate, asociate cu cristale idiomorfe sau grupe stelate de pistaţit şi cu rare cristale de sfen sau magnetit. Alte corneene arată zone neregulate sau lenticulare bogate în magnetit pulveriform presărat într-o masă foarte micacee în care se găsesc rare porfiroblaste de biotit şi magnetit. În unele cazuri textura orientată este marcată prin abundenţa lamelelor de oligist dispuse paralel.

La Coliba Ovainã, în vecinătatea corpului granitic, metamorfismul este mai accentuat, cea mai mare parte din rocă fiind alcătuită din pseudomorfoze după cordierit (1 mm), recunoscute după contururile hexagonale sau dreptunghiulare şi după dispoziţia relictă în sectoare, cauzată de o uşoară orientare a lamelelor de mică (fig. 1). Pasta este alcătuită dintr-o concreştere densă de cuarţ, feldspat, muscovit, biotit şi magnetit, parageneza încadrîndu-se în faciesul corneenelor piroxenice.

Metamorfismul gresiilor de la Piatra Albă se manifestă de asemenea prin neoformaţiunea biotitului în cimentul micaceu. În astfel de gresii s-au observat vine de epidot şi clinoclor, precum şi vine de cuarţ, epidot şi turmalină (verde-albastru-liliachiu).

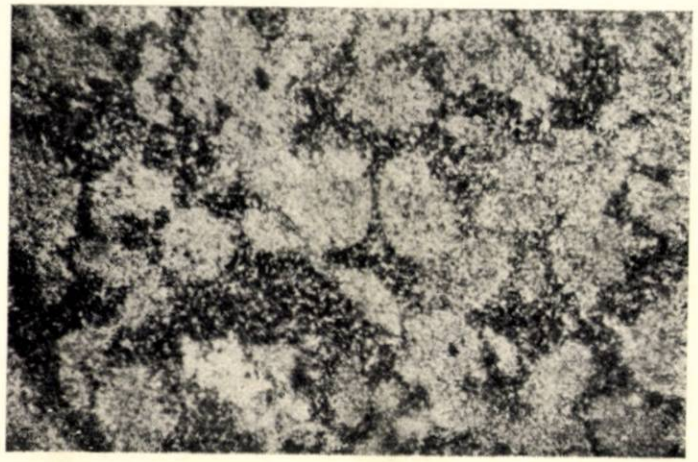


Fig. 1. — Corneană cu pseudomorfoze de sericit după cordierit. Şisturi carbonifere. Coliba Ovainã. Nicoli încrucişaţi (40 ×).

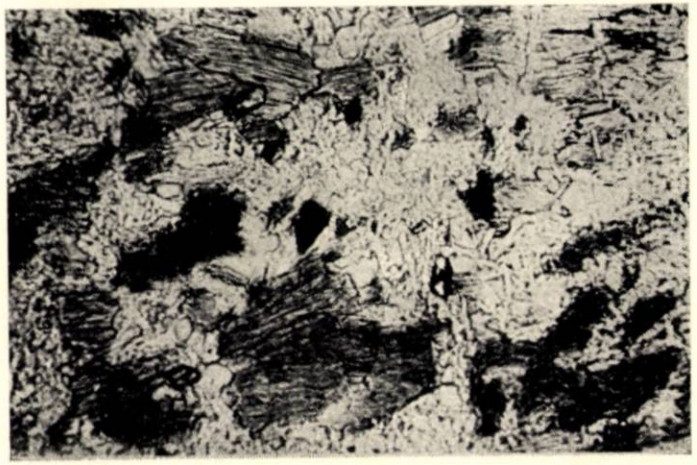


Fig. 2. — Corneană cu biotit, sericit şi epidot. Barasca. Lumină polarizată (30 ×).

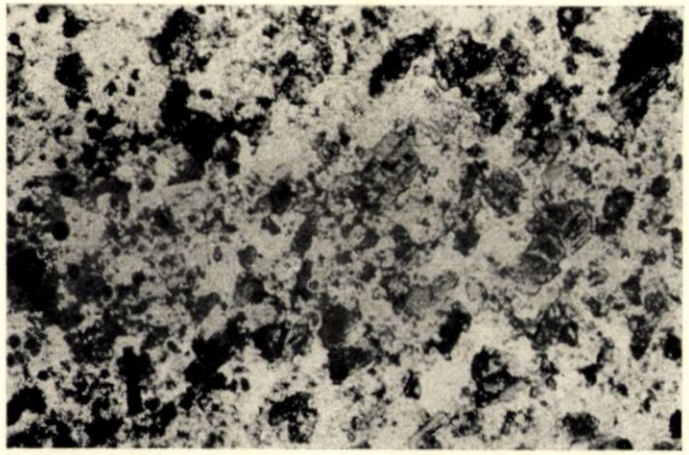


Fig. 3. — Corneană micacee. Gara Cladova. Lumină polarizată (70 ×).

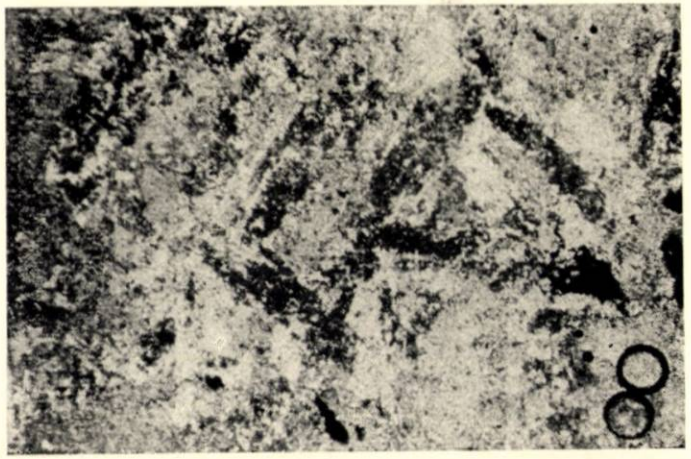


Fig. 4. — Gabbro metamorfozat cu structură relictă. Cariera Şoimoş. Lumină polarizată (15 ×).

B. METAMORFISMUL FILITELOR ȘI FILITELOR CALCAROASE

Corneenele derivate din filite și filite calcaroase sînt bine deschise în carierele de la Păuliș; ele sînt de asemenea vizibile pe afluenții din cursul superior al Cladovei. De culoare verde închis, aceste corneene sînt foarte șistoase, prezentînd pe alocuri o textură lenticulară datorită formării de cuiburi mai larg cristalizate. Pe un țesut fin lamelar de muscovit se detașează porfiroblaste numeroase de biotit brun, rare de clinoclor (verde închis-galben), precum și prisme de epidot (fig. 2). Turmalina, incluzînd microlite de epidot, este nelipsită și prezintă n_o — albastru, n_e — brun-violet palid. Rutilul, în prisme idiomorfe, este sporadic. Caracterul calcaros al filitelor se evidențiază îndeosebi prin apariția epidotului. Am întîlnit și corneene foarte neomogene datorită zonelor cu biotit și epidot, uneori calcit, în pasta măruntă cu sericit, magnetit și roiuri granulare de epidot.

C. METAMORFISMUL TUFURILOR ȘI TUFITELOR

În corneenele derivate din șisturi verzi (tufuri și tufite), epidotul și albitul cîștigă mult în importanță. Rocile sînt formate din biotit, epidot, albit, muscovit, sfen și apatit (fig. 3). Biotitul este măsliniu închis, formează pînă la jumătate din masa rocii și se asociază cu albit și epidot. Biotitul este dispus orientat sau transversal și cuprinde microlite de epidot și sfen; albitul este înțesat mai ales cu microlite de epidot și puțin muscovit. Turmalina este uneori abundentă în granule sau cristale prismatice cu policroism n_o — albastru închis, n_e — cenușiu palid. Hornblenda verde apare ocazional, ciuruită prin granule de epidot și lamele de clinoclor.

În acest pachet am întîlnit la Păuliș, corneene formate din fîșii subțiri de albit curat cu structura în pavele, alternînd cu fîșii bogate în biotit cu porfiroblaste de albit.

În alte corneene albitul este asociat cu lamele de sericit, biotit, granule de epidot și apatit, cu aglomerări locale de epidot și biotit; clinoclorul este aici singurul mineral porfiroblastic.

D. METAMORFISMUL METAGABBROURILOR ȘI METADIORITELOR

O recristalizare integrală a metagabbrourilor se întîlnește în corpul deschis în extremitatea estică a marii cariere de la Șoimoș, în fîșia de corneene care traversează satul Șoimoș, în mica ivire din masivul granitic, la nord de cariera Radna, precum și în cariera de la Păuliș.

La cariera Șoimoș, structura corneenelor are un caracter relict prin păstrarea contururilor plagioclazilor și prin dezvoltarea amfibolilor, parte ca agregate în contururile estompate ale piroxenilor sau hornblendelor primare (fig. 4). Prin această împrejurare, corneenele au un caracter faneromer, care le distinge de rocile similare derivate din metabazalte. În cristalele largi de hornblendă se observă și cristale mărunte cu o orien-

tare deosebită; alteori astfel de cristale sînt formate din prisme mărunte cu o dispoziție subparalelă. Se remarcă în aceste cristale zone tulburi în care se observă numeroase microlite de sfen. Hornblenda este verde, dar părțile periferice sînt de hornblendă albastră-verzuie, linia de demarcație fiind uneori paralelă cu conturul idiomorf al cristalelor, alteori sinuoasă. În partea măruntă, recristalizarea a creat o hornblendă verde-albastră cu o nuanță albastră și mai netă. În general toate aceste hornblende sînt caracterizate prin tente palide. Prin transformare, plagioclazul a trecut fie într-o pseudomorfoză de albit maclat polisintetic înțesat cu microlite idiomorfe (combinația (001), (100), (101)) de clinozoizit și rare ace de hornblendă, fie într-un agregat granular de albit și clinozoizit. Clinozoizitul arată zone periferice mai birefringente, cu un conținut în componența feriferă pînă la 14%. Biotitul este abundent și constituie un component caracteristic al acestor corneene. Formează de regulă lame mai largi, uneori grupate în mici aglomerări, cu rare incluziuni de hornblendă. Magnetitul este sporadic, în schimb sfenul este abundent, colectat în mici zone granulare cu forme alungite sau neregulate, în care se asociază și rutilul.

În corneenele asemănătoare din valea Radnei, transformarea este incompletă, lăsînd unele minerale relicte. Astfel în multe cristale de hornblendă se găsesc resturi neregulate de piroxen, cu incluziuni lamelare de ilmenit, dispuse cu aceeași regularitate și în hornblenda pseudomorfă. Zonele marginale ale acestor cristale largi sînt formate din hornblendă verde-albastră concrescută cu biotit. În aceleași roci se întîlnesc și cristale de hornblendă brună, primare, arătînd transformări în hornblendă verde și hornblendă verde-albastră. Ilmenitul este abundent, învăluit de sfen. Conținutul ridicat în titan se manifestă și prin dezamestec de sagenit în biotit. Rutilul apare și în prisme bipiramidate dar sporadic. Și structura rocii are un caracter relict prin frecvența concreșterilor blastoofitice.

Corneenele de la contactul de pe valea Șoimoș, la capătul nordic al satului, se deosebesc prin dezvoltarea exclusiv porfiroblastică a hornblendei de culoare verde-albastră, în cristale omogene, cu tendință de fasciculare la extremități. Biotitul este în cantitate redusă.

O rocă metadioritică, la contactul de pe valea Cladoviței, a dat corneene cuarțifere, cu structura blastohipidiomorfă. Acestea conțin o hornblendă verde-albastră intens colorată, iar conținutul sporit în fier trivalent determină formarea de pistațit în locul clinozoizitului observat în celelalte cazuri.

E. METAMORFISMUL METABAZALTELOR

Foarte răspîndite sînt corneenele derivate originar din roci bazaltice. Sînt masive, fin cristalizate, de culoare neagră. Aspectul bazaltic se accentuează prin cornificare; constituentul principal este hornblenda verde-albastră în prisme scurte, mărunte, asociată cu rare lamele de biotit brun în care se găsesc formațiuni sagenitice sau cristale de anatas în bipi-

ramide ascuţite sau în table. Albitul se găseşte în proporţie redusă sub formă de cristale mari, pline cu clinozoizit şi hornblendă, obişnuit însă în granule mărunte, asociat cu granule de cuarţ. Ilmenitul este abundent şi numai în mică măsură cu o coroană de sfen.

Într-o serie de iviri se întîlnesc corneene similare cu structura blastoporfirică foarte acuzată. Acest caracter este determinat de cristale largi de albit, tulburi, pline cu microlite de clinozoizit sau pistaţit. Masa de bază este alcătuită dintr-un agregat de hornblendă verde, mult biotit brun, albit, toate cu incluziuni mărunte de sfen şi epidot. În alte părţi biotitul este măsliniu şi concrescut cu lamele rare de clinoclor. Astfel de roci polimetamorfice sînt derivate din filoane de porfire diabazice.

Sintetizînd datele privitoare la corneenele din regiunea Highiş, constatăm că numai cele derivate din rocile sedimentare carbonifere sau permiene aparţin faciesului corneenelor piroxenice. Toate celelalte, derivate din şisturi argiloase şi argilo-marnoase, din tufuri şi tufite bazice, din bazalte şi gabbrouri şi asociate genetic granitelor de Highiş, aparţin faciesului corneenelor epidoto-amfibolice. Ele s-au format în timpul metamorfismului regional al seriei cristaline a Highişului şi corespund unor condiţii de temperatură mai scăzută. Paragenezele contrastează cu cele întîlnite în cristalinul Highişului ale cărui condiţii de formare se încadrează în faciesul şisturilor verzi.

ОТНОСИТЕЛЬНО КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И КОНТАКТНОГО МЕТАМОРФИЗМА ГРАНИТОВ В МАССИВЕ ХИГИШ

РЕЗЮМЕ

В кристаллическом комплексе гор Хигиш преобладает седиментогенная свита, характеризующаяся породами с бластодетритной структурой; в этой свите находятся мощные прослойки метабазальтов габбров и габбро-диоритов. К северу залегает узкая полоса кварцитовых пород и глинистых сланцев, относимых ко времени пермь-карбон. Все эти образования находятся в контакте с гранитами. Карбоновые сланцы литоморфизированы на контакте с небольшими образованиями посттектонических гранитов, переходя в пятнистые сланцы и биотические роговики с псевдоморфозой по кордиериту. Эти породы принадлежат фации пироксенных роговиков. Филиты, туфы и основные породы метаморфизированы более древними гранитами Хигиша, интрузия которых была синхронной областному метаморфизму. Эти роговики принадлежат фации с амфиболом и эпидотом. Роговики, происходящие от основных пород, характеризуются изменчивой реликтной структурой.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Роговик с серицитной псевдоморфозой по кордиериту. Карбоновые сланцы. Колиба Овайна. Николли перекрещенные (40 ×).

Рис. 2. — Биотитовый роговик, серицит и эпидот. Бараска. Поляризированный свет (30 ×).

Рис. 3. — Слюдяной роговик. Станция Кладова. Поляризированный свет (70 ×).

Рис. 4. — Метаморфизированный габбро с реликтной структурой. Карьер Шоймош. Поляризированный свет (15 ×).

OBSERVATIONS CONCERNANT LES FORMATIONS CRISTALLINES ET LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT DES GRANITES DU MASSIF DE HIGHIŞ

RÉSUMÉ

Dans le complexe cristallin de Highiş prédomine une série sédimentogène caractérisée par des roches à structure blastodétritique ; de puissantes intercalations de métabasaltes, métadolérites, avec de nombreuses injections de métagabbros et de métagabbrodiorites sont associées à cette série. Vers le nord se trouve une bande étroite de roches quartzitiques et schisteuses considérées d'âge carbonifère ou permien. Toutes ces formations sont en contact avec des granites. Les schistes permo-carbonifères sont métamorphosés au contact de petits stocks de granites post-tectoniques en schistes cornéens tachés à biotite et pseudomorphoses après la cordiérite. Ces roches appartiennent au faciès des cornéennes à pyroxène. Les filites, les tufs et les roches basiques sont métamorphosés par les granites plus anciens de Highiş, dont l'intrusion a été synchrone au métamorphisme régional. Ce sont des cornéennes appartenant au faciès des cornéennes à amphibole et épidote. Des structures reliques variées sont propres à toutes les cornéennes derivées des roches basiques.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Cornéennes à pseudomorphose de séricite après cordiérite. Schistes carbonifères. Coliba Ovainã. Nicols croisés (40 ×).

Fig. 2. — Cornéennes à biotite, séricite et épidote. Barasca. Lumière polarisée (30 ×).

Fig. 3. — Cornéennes micacées. Gare de Cladova. Lumière polarisée (70 ×).

Fig. 4. — Gabbro métamorphosé à structure relique. Carrière de Şoimoş. Lumière polarisée (15 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. GIUŞCĂ D., *Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor (Transylvanie)*, Bul. Lab. min. gen., Univ. Bucureşti, 1937, **II.**
2. LÓCZY L., *Bericht über die geol. Detailaufnahmen während des Sommers 1883 im Gebirge zwischen der Maros und der weissen Körös und in der Arad Hegyalya*, Földt. Közl., 1883, **XIV**, 349; 1884, **XV**, 427.
3. — *Bericht über die im Sommer des Jahres 1884 in der Gebirgsgegend zwischen Maros und Fehér-Körös ausgeführten geologischen Detailaufnahmen*, Földt. Közl., 1885, **XV**, *11—12.*
4. PAPIU V. CORVIN, *Cercetări geologice în masivul Drocea (M-ţii Apuseni)*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1953, **V**, *1.*
5. ROZLOSZNIK P., *Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (M-ţii Apuseni) im Karpathensystem*, Math. Natw. Ang. der Ung. Ak. d.W., 1936, **LV.**

UNELE PARTICULARITĂȚI STRUCTURALE ALE COMPLEXULUI FILONIAN DE LA STĂNIJA (MUNȚII METALIFERI)

DE

G. CIOFLICA, C. LAZĂR și GH. UDUBAȘA

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie din 29—31 mai 1961

În partea de est a Munților Metaliferi, în cuprinsul Bazinului Zlatna — Almașul-Mare, alcătuit din depozite miocene, apar o serie de erupții de andezite, dacite și riolite, cărora li se asociază tufuri și aglomerate. Aceste erupții sînt dispuse pe un aliniament NV—SE, paralel cu principalele linii de dislocație din regiune; aceeași orientare o are, de fapt, și zona de erupții din cuprinsul Bazinului miocen Brad — Săcărîmb, de care sînt separate numai printr-o fîșie de roci ofiolitice și de depozite cretacice.

În cadrul acestor erupții neogene, o importanță deosebită o au corpurile de andezite cuarțifere înrădăcinate, ce se individualizează în masa de aglomerate și în curgerile de lave, atît prin aspectul lor morfologic, cît și prin transformările hidrotermale mai puțin pronunțate decît în rocile învecinate. Multe dintre filoanele auro-argentifere sînt localizate în părțile marginale ale corpurilor de andezite sau în lavele din apropierea acestora. Există, însă, o serie de zăcăminte care apar exclusiv în depozitele cretacice sau miocene, formînd filoane, adesea arborescente, dar cu dezvoltări extrem de capricioase, și impregnații difuze pînă la corpuri masive formate prin substituția cimentului conglomeratelor și gresiilor.

În general se poate vorbi și de o dispunere aproximativ NV—SE atît a filoanelor metalifere, cît și a multor corpuri masive de pirită auriferă din regiunea Zlatna. Această preferință a dispunerii filoanelor se regăsește și la complexul filonian asociat erupțiilor din Bazinul Brad — Săcărîmb. În schimb, complexul de filoane de la Bucium, Roșia-Montană și Baia-de-Arieș este orientat în general N—S sau chiar NE—SV și formează un unghi ascuțit cu direcția primului grup de filoane. Mineralizația din

regiunea Zlatna este concentrată în cea mai mare parte în patru puncte : Breaza, Haneş, Almaşul-Mare şi Stănija. Ea are, în mod obişnuit, un caracter piritos şi numai rareori se întîlneşte şi aur liber. Sulfurile polimetalice sînt cu totul subordonate, iar telururile apar numai la Stănija.

În lucrarea de faţă vom sublinia caracterele structurale pe care le prezintă mineralizaţia din Dealul Fericelii, de la Stănija, avînd în vedere faptul că cele trei orizonturi de sub nivelul Acra au fost deschise recent şi nu au fost cercetate pînă acum. De fapt, studiile anterioare se referă în special la părţile superioare ale celor mai multe zăcăminte din regiunea Stănija.

CONSIDERAŢII GEOLOGICE

Dealul Fericelii se găseşte situat în apropiere de comuna Stănija, imediat la vest de valea Şteampurilor. În împrejurimile acestuia se întîlnesc numeroase galerii, dintre care unele datează de foarte multă vreme. La SE de vîrful Fericelii se găsesc o serie de filoane, în general paralele, a căror direcţie coincide cu principalele linii de fracturi din regiune. Ele au fost exploatate pentru aur, dar numai în zonele mai aproape de suprafaţă, astăzi fiind inaccesibile. Trebuie să subliniem, însă, că o serie de filoane exploatate în trecut, nu reprezintă altceva decît ramificaţii ale filoanelor principale, care în general au un aspect arborescent. Destul de recent s-a săpat din valea Şteampurilor galeria transversală „Muncăceasca vest" prin care au fost deschise filoanele cunoscute la orizonturile superioare. Între aceste două nivele, Muncăceasca vest şi Acra, filoanele au fost urmărite pe două sau chiar trei orizonturi, oferind astfel un spaţiu destul de mare cercetărilor noastre.

Complexul de filoane din Dealul Fericelii este localizat în depozite cretacice care, de fapt, au cea mai mare dezvoltare în regiunea cercetată (fig. 1).

În partea sud-estică a regiunii, pe ambii versanţi ai văii Şteampurilor, se dezvoltă o fişie îngustă de depozite apţiene, care sînt cunoscute sub denumirea de strate de Valea-Dosului (4). La partea inferioară a acestui complex detritic apar gresii şi conglomerate cu elemente de calcare, străbătute, pe alocuri, de diaclaze cu calcit. La partea sa superioară predomină şisturi argiloase, de obicei roşcate, în care se intercalează calcare şi roci bazaltice (melafirele autorilor anteriori).

Cea mai mare parte a regiunii cercetate este ocupată, însă, de depozitele cenomaniene, în care se pot separa două complexe, bine distincte unul de celălalt.

Complexul inferior este alcătuit, în bază, din şisturi argiloase, negricioase, în care se intercalează gresii cu elemente de cuarţ şi ciment argilos, ce devin dominante la partea superioară a acestuia. El este bine deschis în valea Şteampurilor, pe ambii săi versanţi, şi se poate urmări, în continuare, în galeria transversală „Muncăceasca vest" pînă la filonul 25.

Complexul superior este constituit preponderent din conglomerate de Negrileasa (4), în care apar, pe alocuri, intercalaţii subţiri de şisturi

SCHIȚĂ GEOLOGICĂ A ÎMPREJURIMILOR ZĂCĂMÎNTULUI DIN DEALUL FERICELII

50 0 50 100 m

NEOGEN — Andezite cu hornblendă

CENOMANIAN — Conglomerate de Negrileasa
Șisturi argiloase și gresii

APȚIAN — Șisturi argiloase

Ofiolite

Linie de profil

Galerie

Haldă

vf. Fericelii
Δ 1172

Fața Fericelii

Valea Steampurilor

D. Fericelii

Fig. 1

argiloase, negricioase, şi de gresii; conglomeratele au elemente de cuarţ, iar cimentul este silicios. Această alternanţă de gresii, conglomerate şi şisturi argiloase se observă în galeria Muncăceasca, la vest de filonul 25, iar nivelul în care predomină conglomeratele se întîlneşte la sud de vîrful Fericelii, acoperind cea mai mare parte din suprafaţa cercetată.

În Dealul Fericelii, de sub depozitele cenomaniene, apare o fîşie de roci bazaltice, care se dezvoltă pînă la est de valea Şteampurilor. Aceleaşi roci bazaltice se găsesc intercalate în şisturile apţiene de pe versantul stîng al văii Şteampurilor.

La vest de Dealul Fericelii se întîlneşte o altă fîşie de roci bazaltice, orientată NV—SE, ce a fost urmărită pe o distanţă însemnată. Continuarea acestei fîşii spre NV, pe sub nivelul de conglomerate, a fost pusă în evidenţă prin intermediul lucrărilor miniere. Observaţiile făcute în lucrările miniere, ca şi datele cartografice, arată că această fîşie a fost ridicată pînă la nivelul conglomeratelor cenomaniene pe un plan de falie orientat NV—SE. De fapt, pe acest aliniament se găsesc localizate şi sistemele de filoane sau corpurile masive de pirită, care au fost exploatate în trecut sau explorate destul de recent. Zonele de silicifiere şi de sericitizare trădează, de asemenea, intensitatea proceselor de infiltraţie ce au avut loc de-a lungul acestei fîşii de roci bazaltice.

În general, bazaltele sînt destul de puternic transformate hidrotermal, mai ales în imediata vecinătate a filoanelor. Ele se caracterizează prin dezvoltarea abundentă a unei paste microlitice, cu aspect doleritic, în care sînt cuprinse fenocristalele de feldspat plagioclaz. Abundenţa de clorit, care depăşeşte cu mult cantitatea de epidot şi calcit, imprimă rocii un colorit verzui.

Faptul că rocile bazaltice apar intercalate în stratele de Valea-Dosului, confirmă vîrsta lor apţiană. Nu este exclus, însă, ca o parte dintre erupţiile bazaltice din partea de vest a regiunii să aparţină chiar valanginian-hauterivianului. În partea de vest a Munţilor Metaliferi şi în Munţii Drocea, unul dintre noi (2) a semnalat un ciclu de erupţii de vîrstă jurasică (premalm), altul de vîrstă neocomiană şi, în sfîrşit, unul de vîrstă barremiană, a cărui continuitate o sesizăm aici, în apropierea depozitelor apţiene. În momentul de faţă, avem certitudinea că vulcanismul ofiolitic din Munţii Mureşului, care a început probabil în jurasic, s-a continuat pînă în apţian.

În partea nordică a regiunii sînt bine dezvoltate andezitele cuarţifere cu hornblendă, aparţinînd ciclului de erupţii neogene. Ele sînt generate de aparatele vulcanice din vîrful Neagra şi din Dealul Ungurului, situate în imediata lor vecinătate.

Andezitele cuarţifere mai apar şi în gresiile cenomaniene din galeriile direcţionale ce au urmărit filonul 25. Ele formează corpuri cu dimensiuni reduse şi sînt sericitizate şi silicifiate.

★

Rocile eruptive şi depozitele cenomaniene sînt afectate în special de fenomene de sericitizare şi silicifiere, care se dezvoltă pe porţiuni destul de

mari în jurul filoanelor. În zonele mai îndepărtate de filoane, complexul ofiolitic este propilitizat, facies care se dezvoltă pe suprafeţe mari (fig. 2).

În cazul ofiolitelor propilizate, este caracteristică următoarea asociaţie : calcit, epidot, clorit şi cuarţ. Fenocristalele de feldspat şi augit sînt în cea mai mare parte substituite. Pasta, adesea cu aspect doleritic, este invadată de pirită, cuarţ, calcedonie, epidot, calcit şi pennin. În apropiere de zona mineralizată, ofiolitele şi gresiile apar sericitizate şi silicifiate [1]). Sub acest aspect, roca se deschide la culoare şi este alcătuită preponderent din sericit şi cuarţ. De remarcat este faptul că există unele

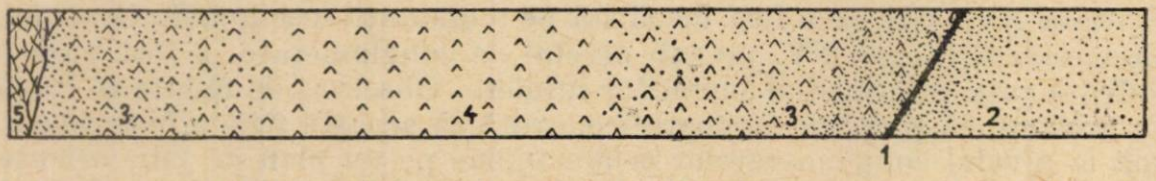


Fig. 2. — Detaliu privind extinderea zonelor de sericitizare în jurul filoanelor.
1, Filonul 25 ; *2*, sericitizări în gresii cenomaniene ; *3*, sericitizări în complexul ofiolitic ; *4*, complexul ofiolitic propilitizat ; *5*, stock de pirită.

zone formate în cea mai mare parte din sericit, iar altele, în care cuarţul începe să devină din ce în ce mai abundent. Plajele de sericit, uneori, au dimensiuni mai mari, în special în vecinătatea filoanelor. Pulberea de minereu adesea se concentrează sub forma unor corpuri mici ovoidale, în interiorul cărora se găsesc foiţe de sericit.

Rocile andezitice din apropierea zonelor de circulaţie intensă a soluţiilor hidrotermale apar de asemenea sericitizate şi silicifiate. Prin dezvoltarea largă a sericitului şi uneori a cuarţului, se şterge aproape complet aspectul normal al andezitului. În astfel de situaţii se mai conservă numai cuarţul primar şi rareori feldspatul plagioclaz, iar mineralele colorate dispar complet.

Gresiile cenomaniene au suferit de asemenea intense fenomene de sericitizare şi silicifiere. Sericitizarea se dezvoltă pe o zonă destul de largă în vecinătatea filoanelor, datorită posibilităţilor de infiltraţie a soluţiilor hidrotermale prin sistemele de fisuri şi pe planele de stratificaţie. În porţiunile mai îndepărtate de filoane, sericitul este destul de mărunt şi distribuit neuniform printre grăunţele de cuarţ. Foiţele de sericit au dimensiuni mai mari în imediata vecinătate a filoanelor, amintind adesea de un muscovit şi se dispun uneori sub formă de fîşii discontinue. Cuarţul provenit prin silicifiere formează agregate fine sau filonaşe ce traversează fîşiile cu sericit. Există cazuri frecvente cînd, în urma silicifierii intense, roca conţine cuarţ din abundenţă, iar sericit în cantităţi reduse.

Din prezentarea sumară a transformărilor hidrotermale ale rocilor, rămînem cu impresia că fenomenul de sericitizare care s-a dezvoltat în masa rocilor ofiolitice propilitizate sau a gresiilor cu ciment argilos, a precedat silicifierea. În timpul procesului de silicifiere a avut loc depune-

[1]) Posibilitatea sericitizării rocilor bazice a fost arătată de către Lindgreen şi Zavariţki ; în cazul ofiolitelor de la Stănija, sericitizarea a fost uşurată datorită abundenţei de clorit şi aportului de alcali, indicat de prezenţa nacritului.

rea mineralizației pe diferitele sisteme de fracturi, iar carbonatarea a încheiat ciclul transformărilor hidrotermale. Pe diferitele sisteme de fisuri sau pe suprafețele de stratificație ale rocilor se găsesc depuneri de nacrit, magnezit, pirită și gips.

PARTICULARITĂȚILE STRUCTURALE ALE COMPLEXULUI FILONIAN

Atît depozitele cenomaniene, ușor cutate, cît și complexul de ofiolite sînt traversate de sisteme variate de fracturi, dintre care unele au avut o semnificație deosebită în localizarea mineralizației. Aceste din urmă fracturi au, în general, dimensiuni mai importante și sînt orientate NV—SE; ele coincid, de fapt, cu principalele linii de dislocație din regiune. Filoanele 18, 20 și 25, deschise de transversala „Muncăcească vest" ca și ramificațiile lor superioare „Iolanda", „Fîntîna", „Vîna Tare", „Tulnic" și „Spoiala", reprezintă produsele de mineralizare ale unor astfel de fracturi.

Modul de distribuție a sistemelor de fracturi în complexul detritic al cenomanianului, ca și caracterul acestora, trădează gradul de competență a diferitelor pachete de gresii și chiar a intercalațiilor de șisturi argiloase, la eforturile tectonice. Aceste aspecte pot fi urmărite din aproape în aproape și dau o particularitate deosebită sistemelor de fracturi din regiune. Astfel, caracterul liniar al fracturilor se menține numai pe porțiuni mici, deoarece se remarcă frecvent tendința de variație a direcției și înclinării acestora. Adesea, din sistemele principale de fracturi, se desprind ramificații de diferite ordine, cu căderi în același sens sau în sensuri opuse primelor, luînd în ansamblu un aspect arborescent. Pereții fisurilor sînt adesea neparaleli și prezintă o serie de neregularități.

Diagrama structurală generală (fig. 3) scoate în evidență o serie de astfel de particularități. Ea cuprinde cîteva maxime distribuite într-un cîmp îngust, ce este delimitat de izolinia de 0,5%; acest mod de repartiție a maximelor arată că înclinările planelor respective au valori destul de ridicate.

Cel mai important maxim este situat în partea sud-vestică a diagramei (M_1), la care densitatea este de 7,5%, iar orientarea N 34°V/62° V. Maximul M_1 corespunde principalului sistem de fracturi, care poate fi regăsit mai ales la filonul 25. Dezvoltarea abundentă a ramificațiilor, dar cu căderi sudice, în cadrul acestui sistem de fracturi, se concretizează în diagramă prin apariția unui cîmp larg de variație cu mai multe bucle. În schimb, ramificațiile cu căderi nordice, ce se întîlnesc în special la partea superioară a filoanelor principale, sînt cuprinse în cîmpul de variație cu maximul M_2, de densitate 3% și orientat N 25°V/72° E. Extremitatea nordică a acestui cîmp cuprinde o buclă cu un maxim secundar (M_4), de densitate 1,5% și poziție N 76°V/66°N, care reprezintă în general același sistem de ramificații. Maximul M_3, din partea nord-vestică a diagramei, cu o frecvență de 2% și orientat N 53°E/70°N, corespunde unor fisuri în general nemineralizate. Această orientare este de fapt destul de apropiată de aceea pe care o are maximul poziției stratelor. Unui anumit sistem de fisuri

nemineralizate aparţine şi cîmpul de variaţie al maximului M_6, de densitate 1% şi orientate N 28°E/58°SE.

Dintre sistemele de falii ce apar pe teren, diagrama structurală scoate în evidenţă numai acelea corespunzătoare maximului M_5, cu o

Fig. 3. — Diagramă structurală. 347 de determinări : 0,5—1,5—2—3—4—5—6—7—7,5%.

frecvenţă de 1,5% şi cu o orientare de N 83°V/82°S. În diagrama generală din figura 4, care reflectă raporturile dintre principalele linii de fractură din regiune şi planele de stratificaţie ale depozitelor cenomaniene, a fost reprezentat şi un plan de falie cu o direcţie aproximativ N—S, ce corespunde însă unui alt sistem decît acela menţionat mai sus. De asemenea, este marcat şi planul de falie care a favorizat ridicarea fîşiei de ofiolite pînă la nivelul conglomeratelor. În partea nordică a diagramei din figura 4, planul de falie F_1 este interceptat de cele două sisteme de fracturi (P_1 şi P_2), care corespund polilor M_1 şi M_2 din figura 3. Falia F_1 este cea mai veche, în timp ce planele de fractură P_1 şi P_2, pe care s-a localizat mineralizaţia, sînt mai tinere. O dată cu apariţia acestora, planul F_1 pare să fi fost redes-

chis, dar numai parțial. Urmează apoi, în succesiune, faliile F_2 și F_3, cu direcție N—S și N 83°V/82°S, ce afectează în mare parte filoanele.

Din examinarea diagramelor structurale, ca și din observațiile de teren, rezultă că sistemele de fracturi favorabile localizării mineralizației

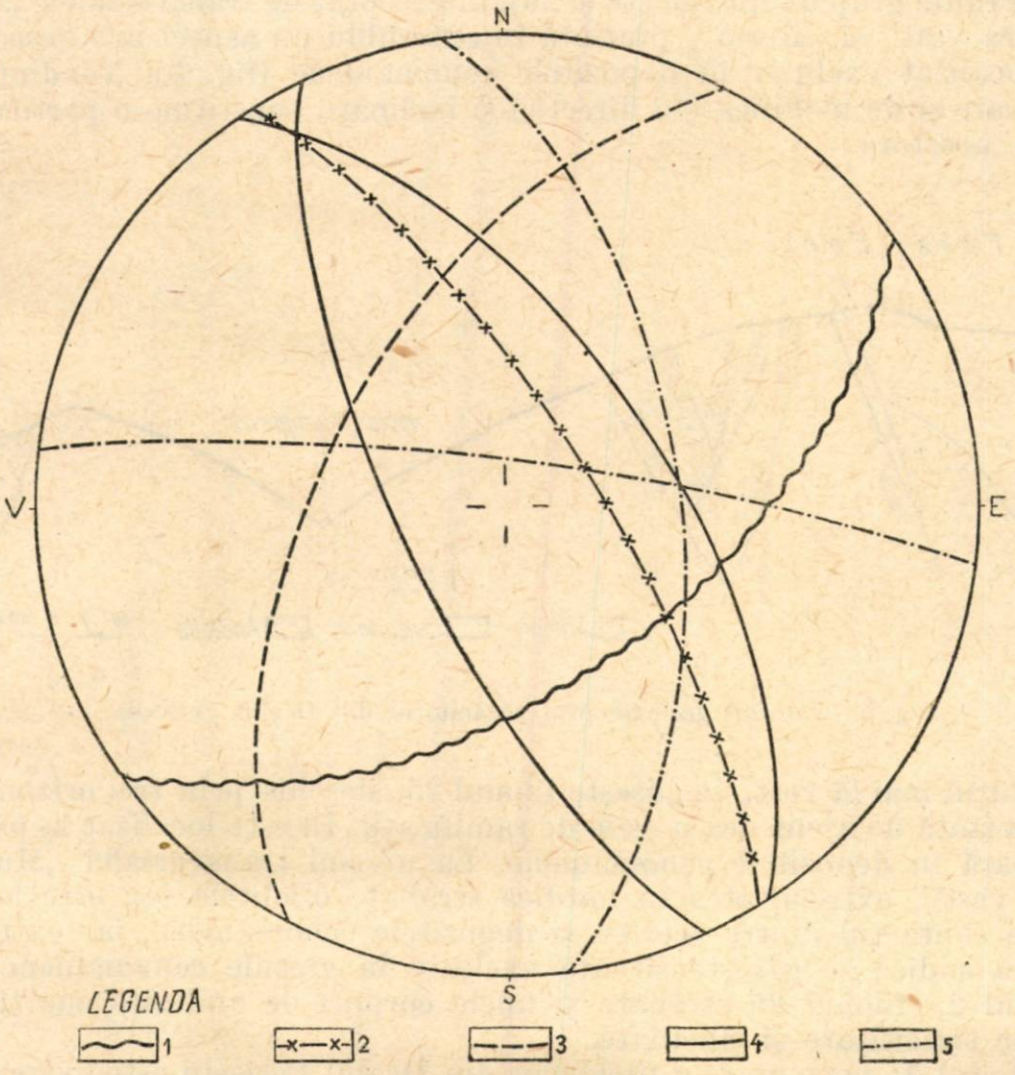


Fig. 4. — Reprezentarea principalelor planuri de fractură și stratificație.
1, Planul poziției stratelor; *2*, planul de falie F_1; *3*, planul sistemelor principale de fisuri nemineralizate; *4*, planele sistemelor principale de filoane (P_1 și P_2); *5*, planele sistemelor de falii F_2 și F_3.

au fost cele cu orientări NV — SE. Mai mult, se constată că filoanele cu direcția aproximativ N 34°V/62°V au, în general, grosimile cele mai mari, cuprinse între 0,70 și 3 m. În schimb, la filoanele orientate aproximativ N 45°V, cu căderi atît vestice, cît și estice, se observă grosimi mai mici de 0,70 m, iar la acelea a căror orientare variază de la N—S pînă la N 26°V apar grosimi întotdeauna foarte mici, în jur de 5 cm. Direcțiile apropiate de N 35°E reprezintă sisteme de fisuri nemineralizate.

Zonele mineralizate din Dealul Fericelii cuprind două grupe principale de filoane a căror orientare este, în general, NV—SE, aşa cum a reieşit şi din analiza structurală. O orientare identică au şi corpurile metalifere situate la vest de filonul 25, deoarece zonele de infiltraţie pentru formarea lor au fost chiar aceste linii de fractură.

Primul grup de filoane (18 şi 20), interceptat de transversalele „Muncăceasca vest" şi „Roşia", prezintă în ansamblu un aspect arborescent şi este localizat exclusiv în depozitele cenomaniene (fig. 5). Tendinţa de ramificare şi de modificare a direcţiei şi înclinării constituie o particularitate a acestora.

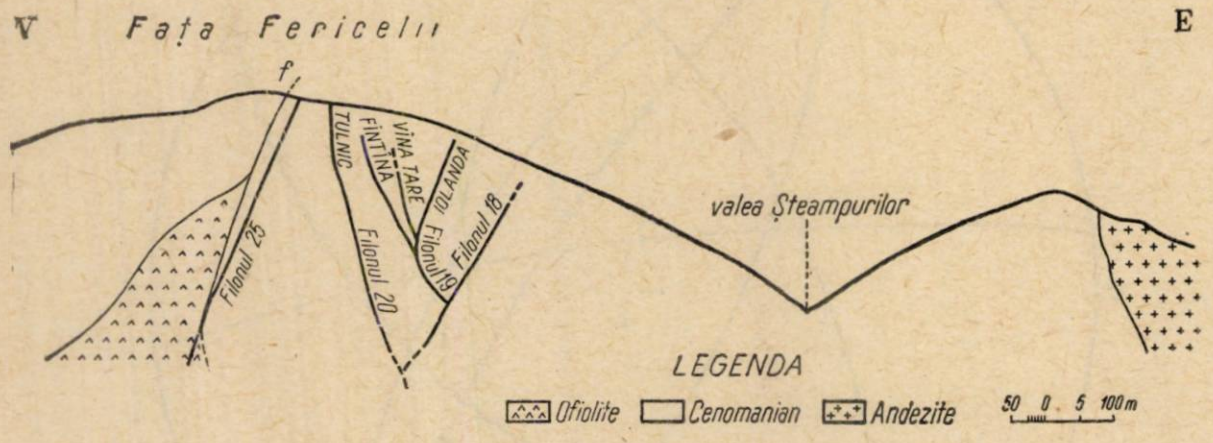


Fig. 5. — Profil geologic prin zăcămîntul din Dealul Fericelii.

Puţin mai la vest, se găseşte filonul 25, deschis prin trei orizonturi, care prezintă de asemenea o serie de ramificaţii. El este localizat la partea superioară în depozitele cenomaniene. La nivelul transversalei „Muncăceasca vest", extremitatea sa nordică străbate ofiolitele sau este localizată pe contactul dintre acestea şi depozitele cenomaniene, iar extremitatea sa sudică se găseşte situată exclusiv în gresiile cenomaniene. La orizontul 2, filonul 25 străbate şi unele corpuri de andezite cuarţifere, puternic sericitizate şi silicifiate.

Modul de prezentare a filoanelor din Dealul Fericelii este extrem de variat, am putea spune că, pe alocuri, prezintă aspecte destul de capricioase, ce îngreuiază descifrarea structurii acestora şi chiar corelarea cu filoanele principale. În general se poate vorbi de un aspect compact al mineralizaţiei, de impregnaţii sărace pînă la bogate şi de mici filonaşe cu orientări în toate direcţiile. Acolo unde filonul prezintă un aspect compact, grosimea acestuia nu este prea mare şi predomină pirita, în special aceea cu dimensiuni mari, formînd cristale ce pot depăşi 4 cm. Adesea din filonul principal cu aspect compact, se desprind filonaşe subţiri ce pot crea, pe alocuri, sisteme variate de vinişoare care se întretaie după diferite direcţii, cînd se trece treptat la aspectul de impregnaţie difuză (fig. 6). În aceste cazuri, fondul principal al zonei mineralizate este alcătuit din gresii sericitizate şi silicifiate, la care se adaugă şisturi argiloase şi fragmente de roci

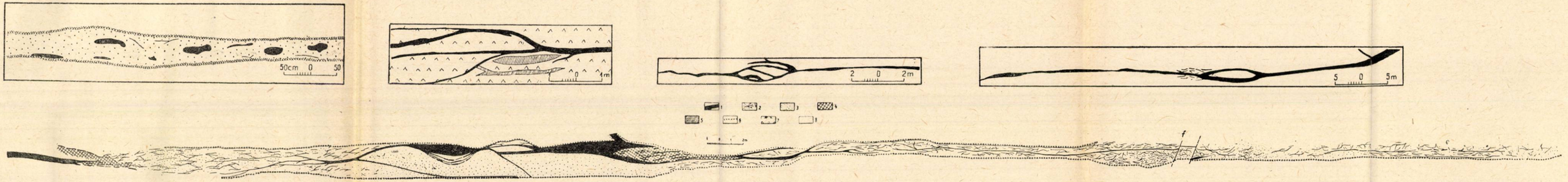


Fig. 6. — Modul de prezentare a filoanelor.

1, Minereu compact ; *2*, rețea fină și deasă de filonașe ; *3*, zonă de impregnație ; *4*, caolin ; *5*, zonă cu silicifieri ; *6*, salbandă ; *7*, complexul ofiolitic ; *8*, gresii.

bazice puternic hidrotermalizate ; aceste zone sînt puternic impregnate cu sulfuri metalice.

Filoanele au grosimi importante mai ales acolo unde predomină aspectul de impregnație sau unde converg ramificațiile laterale. În general, pentru aceste filoane sînt caracteristice texturile masive, în care predomină pirita de diferite dimensiuni, la care se asociază calcopirită, blendă, galenă și marcasită ; ganga acestora este alcătuită din cuarț, calcit, nacrit și mai rar magnezit [1]). Texturile breccioase sînt de asemenea destul de frecvente și se caracterizează prin dezvoltarea unor fragmente de gresii și roci bazice, hidrotermalizate, cuprinse într-o masă de sulfuri metalice. Au fost întîlnite chiar și texturi paralele, formate din benzi de sulfuri metalice, mai subțiri sau mai groase, ce alternează cu benzi de gangă (fig. 7).

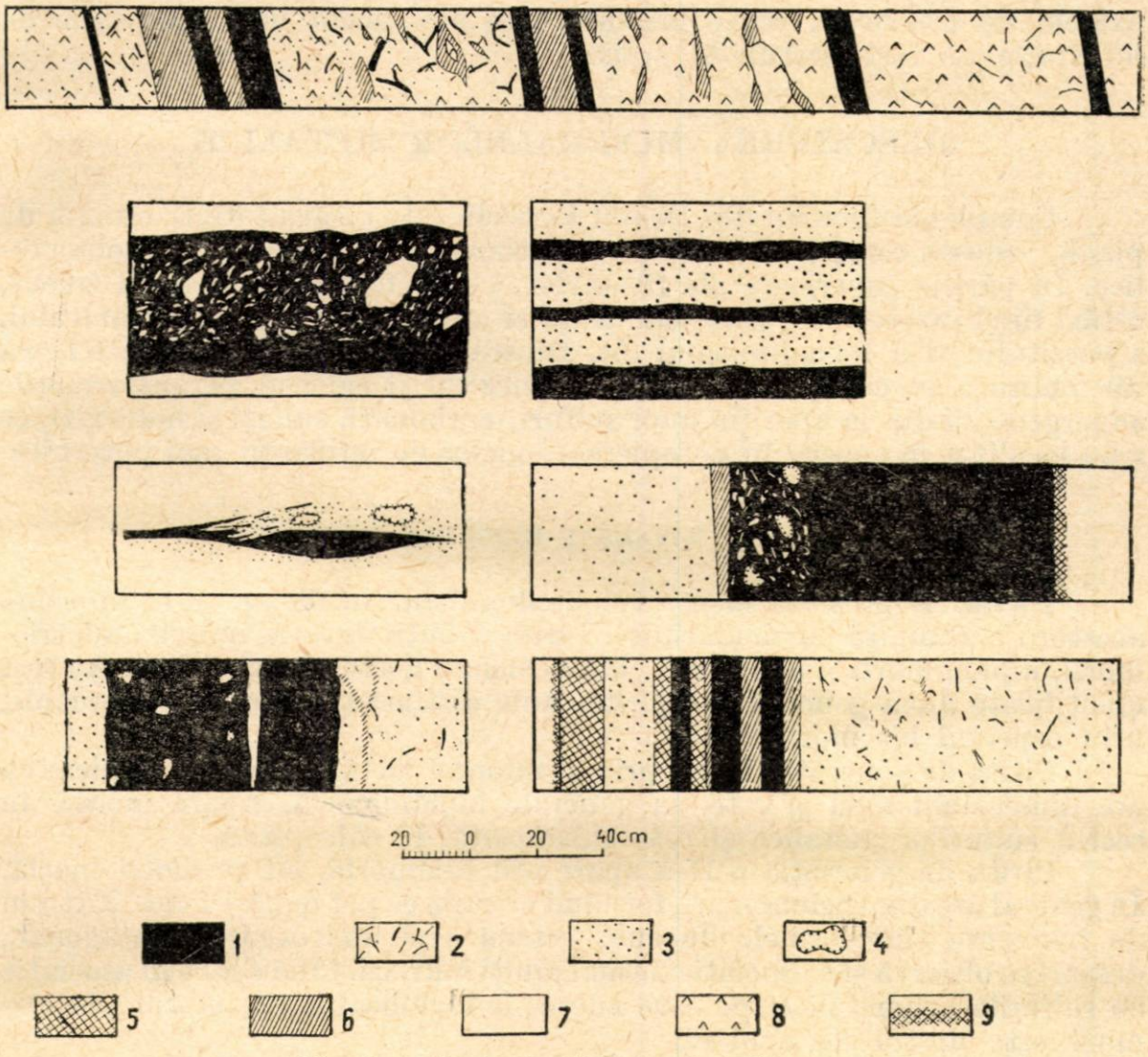


Fig. 7. — Unele detalii texturale în filoane.
1, Minereu compact ; *2*, vinișoare cu pirită ; *3*, impregnații cu pirită ; *4*, depuneri de marcasită ; *5*, caolin ; *6*, zone cu silicifieri intense ; *7*, gresii silicifiate ; *8*, complexul ofiolitic ; *9*, salbandă.

[1]) Identificarea nacritului și magnezitului s-a făcut prin analiza termică.

Pirita reprezintă masa principală a mineralizației, iar sulfurile polimetalice apar numai subordonat. Ele se dezvoltă sub formă de fîşii discontinue sau cuiburi, atît în masa compactă a piritei, cît şi în zonele de impregnație ale acesteia. Uneori, ele reprezintă umplutura unor mici fisuri, în care pirita este subordonată, sau depuneri în geode, cînd galena şi blenda formează cristale izolate adesea concrescute cu pirita şi calcopirita. Printre sulfurile polimetalice din geode apare şi plumozitul, sub forma unei pîsle ce se poate detaşa cu destulă uşurință.

Geodele au pereții căptuşiți uneori cu cristale de cuarț ce sînt asociate intim cu sulfuri polimetalice, alteori cu marcasită de formă concreționară sau în cristale tabulare, adesea maclate ciclic. Depunerile de limonit, calcantit, melanterit şi malachit sub formă de cruste sau concrețiuni printre mineralele principale ale filonului, reprezintă cazuri extrem de frecvente, ce se întîlnesc mai ales acolo unde procesele de infiltrație au fost destul de active.

DESCRIEREA MINERALELOR METALICE

Complexul filonian din Dealul Fericelii este alcătuit dintr-o masă de pirită, adesea compactă, la care se asociază, pe alocuri, sulfuri polimetalice. În părțile superioare ale filoanelor, ce au fost exploatate în trecut, astăzi fiind inaccesibile, este semnalată şi prezența aurului, a silvanitului, a petzitului şi a tetradimitului (5). Dintre mineralele de gangă, o largă răspîndire o au cuarțul, nacritul, magnezitul şi calcitul. Transformările supergene au dus la apariția unor sulfuri, carbonați, sulfați şi hidroxizi, ce s-au localizat în special în apropierea zonelor de infiltrații mai puternice.

a. MINERALE HIPOGENE

Pirita. Reprezintă elementul predominant în filoane şi le imprimă acestora o anumită particularitate. Pirita se întîlneşte ca indivizi allotriomorfi, hipidiomorfi şi idiomorfi, cu dimensiuni destul de variabile. Au fost identificate două generații de pirită, bine distincte, chiar şi macroscopic, prin aspectul lor morfologic.

Pirita de generația I este primul mineral metalier depus ; totdeauna are dimensiuni mici şi este, în general, hipidiomorfă. Apare inclusă în restul sulfurilor metalice şi este substituită de calcopirită.

Pirita de generația a II-a apare atît idiomorfă, cît şi allotriomorfă. În general are dimensiuni mari, formînd cristale ce pot depăşi 4 cm. Extrem de frecvente sînt formele de cub, octaedru şi dodecaedru pentagonal ; deseori se observă şi o asociație de mai mulți indivizi. Cînd apare în asociație cu sulfurile polimetalice, pe care adesea le înglobează, caracterul allotriomorf este destul de evident.

Au fost observate cazuri, destul de numeroase, cînd pirita se transformă parțial în marcasită. Aceasta din urmă apare sub formă de plaje ce se localizează la marginea piritei sau se infiltrează pe anumite direcții orientate, substituind-o.

Blenda. Formează fie cristale izolate, în care predomină formele octaedrice, fie concreşteri intime cu galena, calcopirita şi pirita, creînd un aspect compact. În multe cazuri, cristalele de blendă, ca şi galena, tapisează geodele, unde se asociază cu cuarţul. Culoarea blendei este neagră, datorită conţinutului ridicat în fier. Blenda include pirită de generaţia I şi apare ca insulite în masa galenei (fig. 8, *a*, *c* şi *f*). Ea prezintă şi corpuri emulsionare de calcopirită sub formă de picături ovoidale sau globulare, adesea seriate. Menţionăm, însă, că apariţia corpurilor emulsionare de calcopirită în blendă nu reprezintă un fenomen local, ci interesează toate cele trei orizonturi la care a fost deschis zăcămîntul. Peste tot unde apare asociaţia de minerale polimetalice acest fenomen este extrem de evident. În masa blendei se mai observă infiltraţii de calcopirită sub formă de lamele, orientate după direcţiile de clivaj (fig. 8, *a*). În alte cazuri, pe planele de clivaj sau pe fisuri se infiltrează bornitul, calcozina şi marcasita (fig. 8, *b*).

Galena. Se asociază totdeauna cu blenda şi calcopirita, formînd cuiburi sau fişii subţiri, discontinue, în masa piritei. Grăunţele mari, allotriomorfe, sînt incluse în blendă şi conţin la rîndul lor insulite de blendă cu dezamestecuri de calcopirită (fig. 8, *f*). Pirita de generaţia a II-a, împreună cu blenda, formează o serie de golfuri ce pătrund în masa grăunţelor de galenă (fig. 8, *f*). Pe direcţiile de clivaj ale galenei şi pe marginile acesteia, deseori apar plaje de calcozină.

Calcopirita. Este mai puţin răspîndită decît galena şi blenda. Uneori are contururi allotriomorfe bine distincte şi se infiltrează printre grăunţele de pirită, galenă şi blendă pe care adesea le şi include. În apropiere de aceste minerale, calcopirita formează o serie de golfuri, din care pleacă, apoi, lamele subţiri ce se infiltrează de-a lungul planelor de clivaj din galenă şi bendă (fig. 8, *a*).

Pe marginea grăunţelor de calcopirită se observă plaje de bornit asociate intim cu calcozină şi covelină (fig. 8, *g*). În cazul cînd calcopirita este traversată de fisuri, pe acestea se localizează marcasita.

Tetraedritul. Apare cu totul sporadic asociat cu galena pe care o substituie. Raporturile sale cu calcopirita sînt foarte greu de precizat, dar din observaţiile făcute am rămas totuşi cu impresia că s-a format mai tîrziu decît aceasta.

Plumositul. A fost identificat numai în cîteva puncte, formînd o pîslă ce invadează mineralele polimetalice depuse în geode.

b. MINERALE SUPERGENE

Marcasita. Examinarea numeroaselor eşantioane — provenind de la diferite nivele din zăcămîntul din Dealul Fericelii — ne-a întărit convingerea că marcasita reprezintă un produs supergen. Ea are de fapt o distribuţie cu totul neregulată în masa zăcămîntului, fiind mai abundentă în zonele în care procesele de infiltraţie au fost mai intense.

Marcasita apare sub formă de cristale sau cu aspect compact. Cristalele au dimensiuni mici, nu depăşesc 2 mm, au forme tabulare şi adesea

sînt maclate ciclic. Uneori se observă asociaţii variate de cristale tabulare, ce alternează cu benzi de marcasită fin granulară. Totdeauna formele de cristale au fost întîlnite în geode.

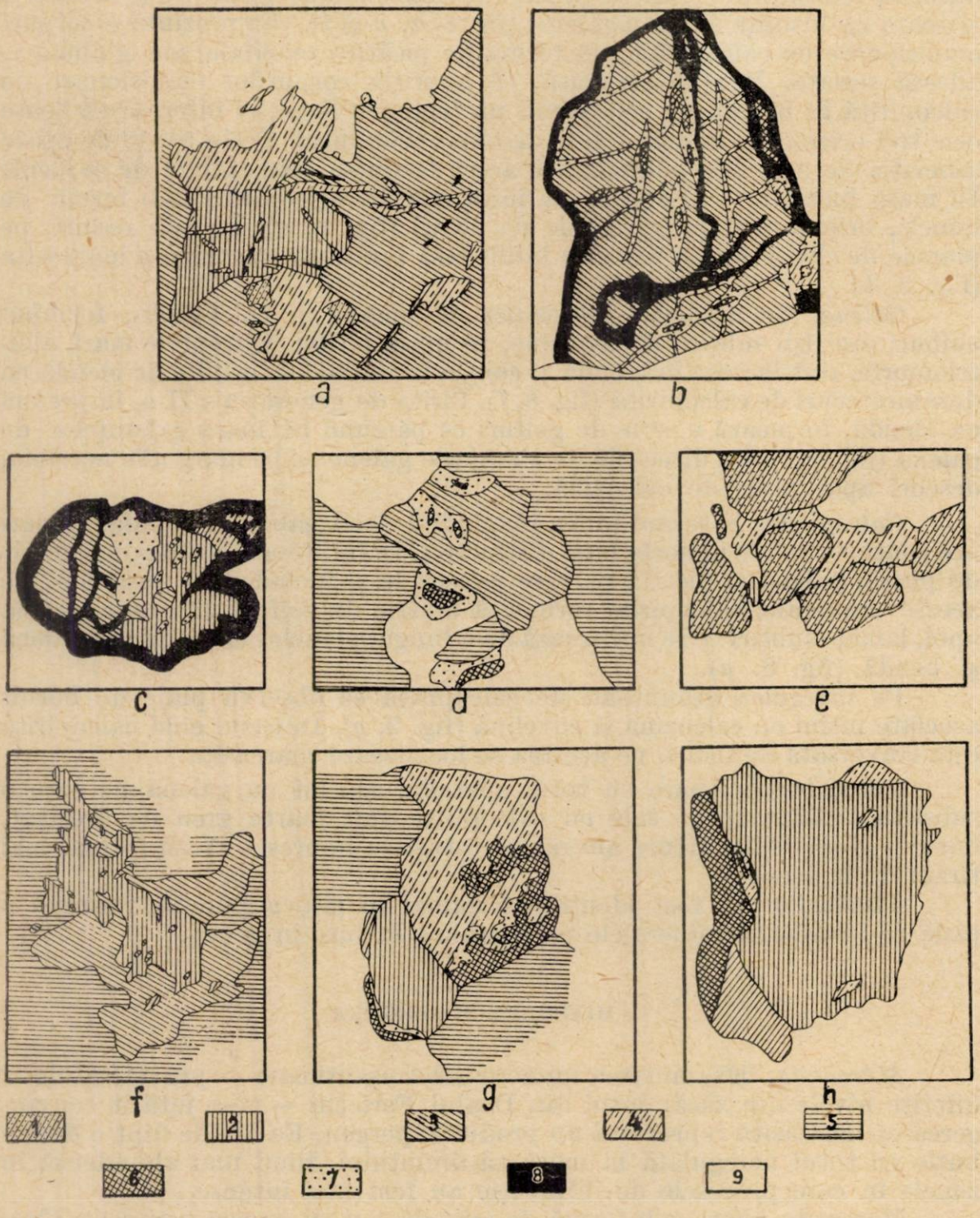


Fig. 8. — Detalii privind microstructura mineralelor şi relaţiile dintre acestea.
1, Pirită I; *2*, galenă; *3*, blendă; *4*, calcopirită; *5*, pirită II; *6*, bornit; *7*, calcozină; *8*, marcasită; *9*, gangă.

Marcasita cu aspect compact este cea mai frecventă şi alcătuieşte benzi, cuiburi sau forme concreţionare, acoperite cu cruste de cuarţ, limonit şi melanterit.

La microscop, marcasita are forme alungite şi concrescute în moduri variate. Prin atac cu HNO_3 concentrat devin evidente structurile zonare şi lamelele de maclă polisintetică. Adesea, ea formează şi depuneri concentrice în jurul unui nucleu de pirită. De obicei, depunerile concentrice se observă în geode sau pe marginea unor fîşii înguste, alcătuite din pirită, galenă, blendă şi calcopirită. Transformarea piritei în marcasită are loc şi în interiorul zonelor cu pirită compactă. Acolo unde galena, blenda şi calcopirita se asociază piritei, devin extrem de abundente infiltraţiile de marcasită pe planele de clivaj sau pe fisurile din acestea (fig. 8, *b* şi *c*). Procesele de înlocuire încep destul de modest, printr-o pătrundere intimă sub formă de filonaşe simple, şi se încheie o dată cu dezvoltarea unor reţele de vinişoare extrem de complicate. Filonaşele de marcasită cuprind în interiorul lor bornit şi calcozină, indicînd astfel formarea lor mai tîrzie.

Bornitul. Este destul de frecvent acolo unde apare şi calcopirita pe seama căreia se formează. La marginea grăunţelor de calcopirită se observă plaje de bornit, asociate cu calcozină şi uneori cu covelină (fig. 8, *g* şi *h*). În interiorul plajelor de bornit apar nuclee relicte de calcopirită, sugerînd în acest fel caracterul lor supergen. Bornitul invadează uneori pe fisurile sau pe planele de clivaj din blendă (fig. 8, *b*).

Calcozina. Este destul de frecventă şi urmăreşte îndeaproape bornitul.

Covelina. Are o răspîndire mai mică decît calcozina şi se asociază intim cu bornitul, formînd plaje pe marginea grăunţelor de calcopirită.

Greenockitul. Apare ca o pulbere fină presărată pe crustele de cuarţ, la contactul cu blenda. În jurul grăunţelor de galenă, se observă, uneori, o crustă protectoare de *anglezit*, acoperită la rîndul său de un înveliş subţire de cuarţ. Frecvent au fost întîlnite depuneri de *calcantit* şi *melanterit*, asociate cu o masă de caolinin. *Limonitul* şi *malachitul* alcătuiesc numai cruste subţiri depuse pe suprafaţa fragmentelor de minereu.

★

Diferitele sisteme de fracturi au favorizat circulaţia intensă a soluţiilor hidrotermale, fapt care a determinat ca rocile ofiolitice şi gresiile să sufere transformări profunde. Dintre aceste transformări, sericitizarea este cea mai importantă, ea afectînd atît rocile ofiolitice propilitizate, cît şi cimentul argilos al gresiilor din vecinătatea filoanelor.

Fenomenul de silicifiere a început să se manifeste, din cîte am observat noi, către sfîrşitul procesului de sericitizare; abundenţa de sericit în cuarţ, ca şi apariţia unor zone de silicifiere discontinue în aureola de sericitizare, confirmă acest fapt. El a durat tot timpul depunerii mineralelor metalice, dar avînd o mare amploare la începutul dezvoltării acestora. Fenomenului de sericitizare îi urmează şi carbonatarea, cînd se formează magnezitul şi calcitul.

Primul component cristalizat, dintre mineralele metalice, este *pirita de generaţia I*, de care se pare că este legat, în mare parte, aurul.

Urmează apoi în succesiune *blenda*, *galena* şi *calcopirita*, care marchează cel mai larg interval de depunere. Separarea *tetraedritului* şi *plumozitului* a fost de scurtă durată. *Pirita de generaţia a II-a* încheie procesul de cristalizare a mineralelor metalice, corespunzător acestui nivel de depunere. Prezenţa în blendă a corpurilor emulsionare de calcopirită arată că procesul de sericitizare a început la o temperatură destul de apropiată de 300°. Caracterul epitermal poate fi surprins către sfîrşitul acestor depuneri, ca şi la nivelele superioare, astăzi inaccesibile, unde apar telururi şi aur nativ. Nu putem însă preciza momentul de apariţie a nacritului din masa filonului. Menţionăm numai faptul că el este asociat intim cu carbonaţi şi reprezintă umplutura unor porţiuni din filoane, impregnate puternic cu pirită.

În perioada supergenă, acţiunea apelor de infiltraţie s-a imprimat extrem de puternic, conducînd la dezvoltarea sulfurilor secundare, carbonaţilor şi hidroxizilor, care au o dezvoltare extrem de neuniformă. Ele sînt mai abundente acolo unde şi procesul de infiltraţie a fost mai intens.

DISTRIBUŢIA AURULUI ŞI ARGINTULUI ÎN MASA COMPLEXULUI FILONIAN

Studiul amănunţit al diferitelor parageneze, atît macroscopic, cît şi microscopic, ne conduce la ideea unei distribuţii pe verticală a mineralizaţiei de sub nivelul Acra, lipsită de orice contraste. Sulfurile polimetalice, ce se asociază masei principale de pirită, ca şi corpurile emulsionare de calcopirită din blendă, sînt repartizate în mod neuniform pe toată înălţimea filoanelor deschise ; ele apar chiar şi în orizontul intermediar, de sub nivelul Acra, exploatat în trecut pentru aur. Urmărirea variaţiei conţinutului în aur şi argint, în special pe înălţimea filoanelor, aduce confirmarea acestui fapt.

Histogramele conţinutului în aur şi argint (fig. 9 şi 10) pentru filonul 25 scot în evidenţă, în primul rînd, curbe asimetrice, cu maximum de frecvenţă pentru conţinuturile mici ; cazurile cu conţinuturi mai mari sînt destul de rare. Braţul drept al curbei, pentru conţinuturi mai mari, se apropie mult de abscisă şi indică faptul că nu există o limită imediată care să oprească creşterea conţinutului în aur şi argint. În cele mai multe cazuri, dacă braţul drept nu ar fi idealizat ar apare şi o serie de fluctuaţii, destul de capricioase, pentru conţinuturile mai ridicate în aur şi argint. Poziţia maximelor este aproximativ aceeaşi şi numai în cazul orizontului principal se observă o deplasare puţin spre dreapta, indicînd faptul că aurul are tendinţa de a deveni mai abundent. Un aspect asimetric au şi curbele din histogramele conţinutului în aur şi argint pentru filonul 18, deschis la acelaşi nivel cu orizontul principal al filonului 25 (fig. 11).

Trebuie să menţionăm, însă, că prin prelucrarea statistică la scară logaritmică, curbele asimetrice se transformă în curbe, în general, simetrice, care arată o distribuţie lognormală a valorilor aurului şi argintului (fig. 12).

În cazul acesta, maximele de frecvenţă îşi păstrează aceeaşi poziţie la toate orizonturile, fără să indice nici o tendinţă de îmbogăţire în adîncime. Fluctuaţiile care au fost remarcate în cazul anterior reapar şi acum

pe brațele curbelor statistice. Un aspect deosebit de interesant îl prezintă curba statistică pentru aur. Aici, pe brațul stîng al curbei, se formează un al doilea maxim, reprezentînd zonele mai sărace, dar cu un domeniu de variație mai larg, în special în orizonturile superioare. În adîncime, se constată că acest domeniu de variație se restrînge treptat și contribuie efectiv la creșterea maximului principal, ce corespunde zonelor mai bogate.

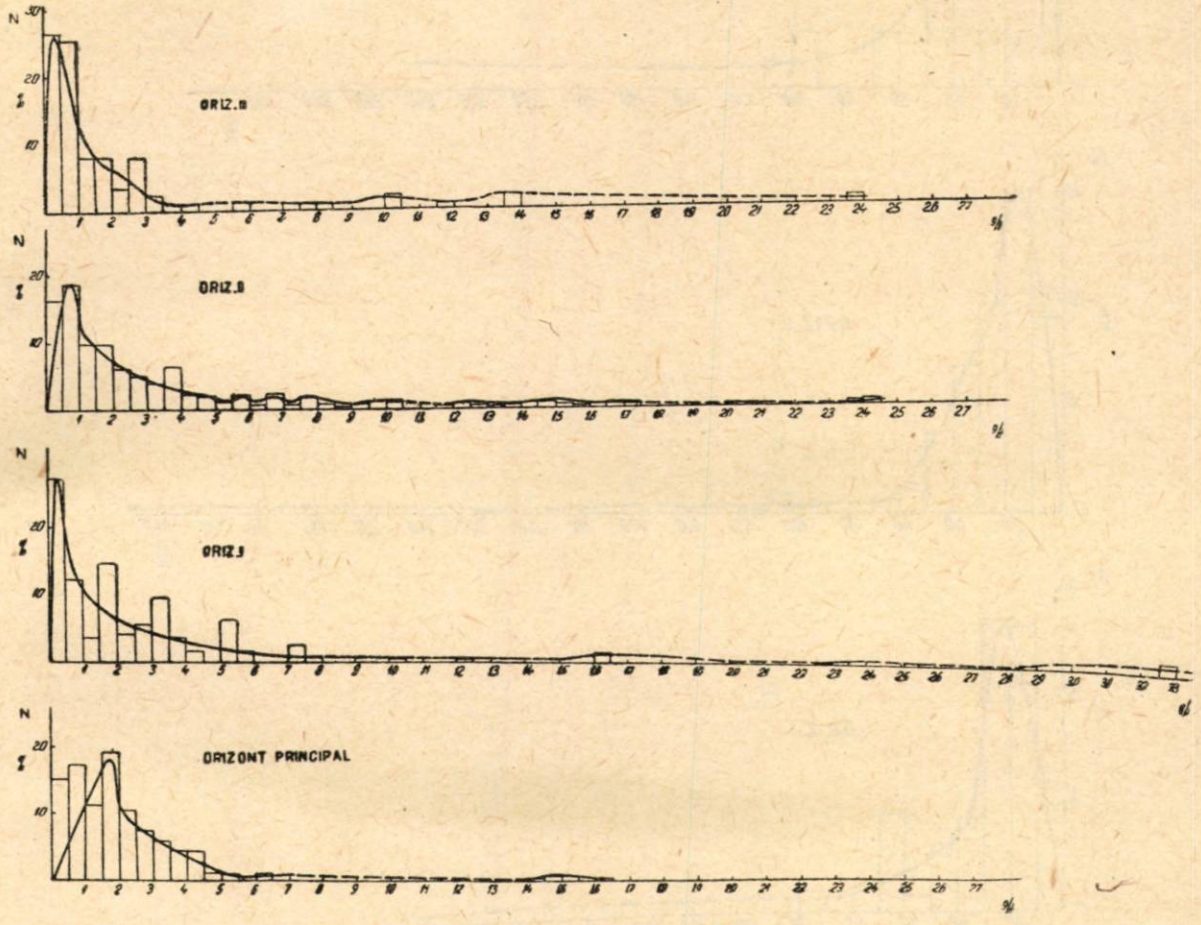


Fig. 9. — Histogramele conținutului în aur pentru diferitele orizonturi ale filonului 25.

Apariția a două maxime se observă și la orizontul principal al filonului 18 (fig. 13); în acest caz, primul maxim are o frecvență mai mare decît al doilea.

Reținem prin urmare faptul că, la nivelele actuale ale exploatării filoanelor, nu se observă nici o scădere a conținutului în aur și argint pe verticală. Comportarea destul de capricioasă a aurului și mai puțin a argintului, care reiese din curbele statistice, reflectă întru totul modul de distribuție neuniformă a componenților respectivi în cuprinsul filonului.

Noi considerăm că această repartiție neuniformă a aurului și argintului este determinată în mare măsură și de elementele geometrice ale fracturilor și nu numai de variația continuă a chimismului soluțiilor, de natura rocilor etc.

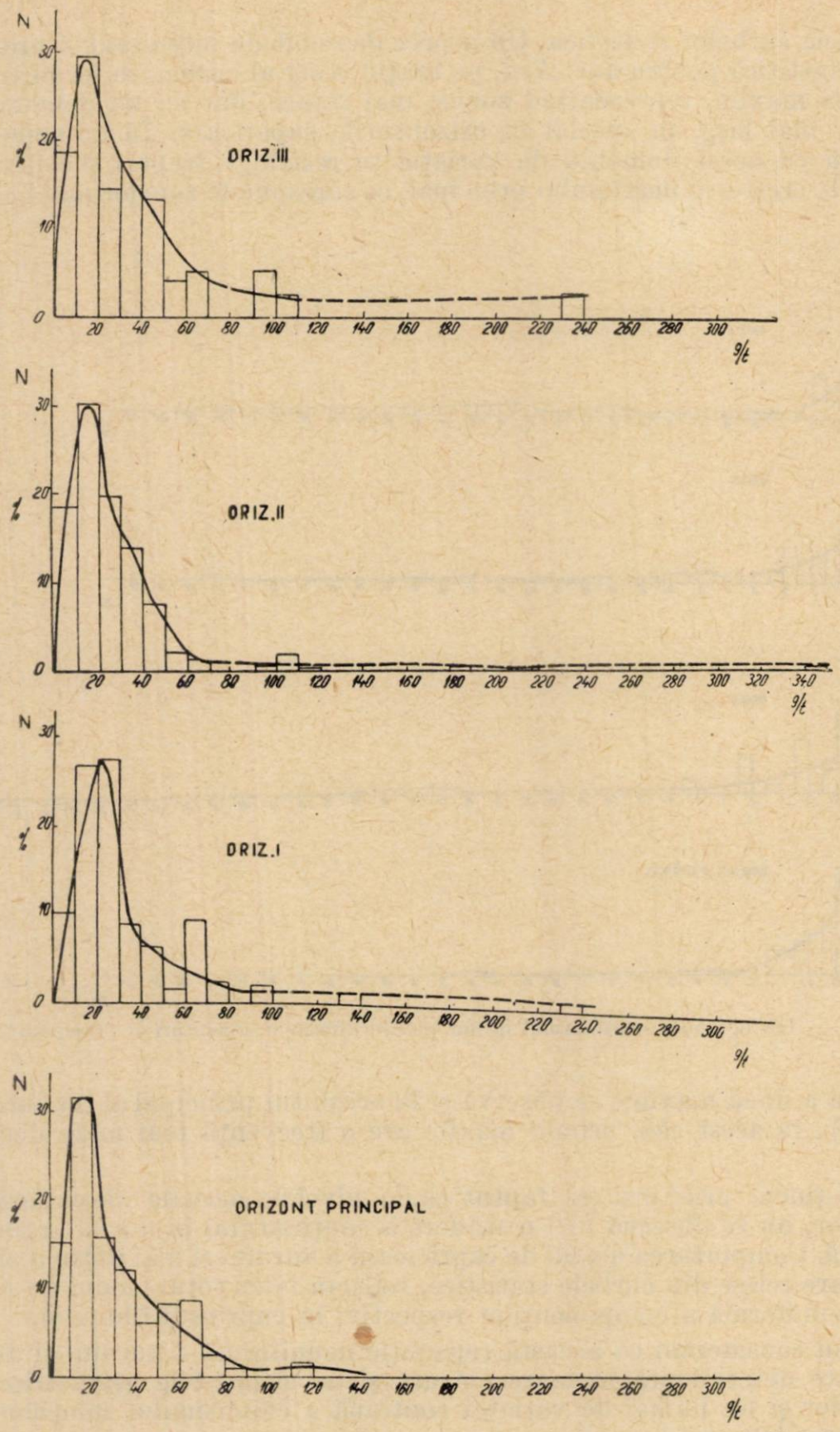


Fig. 10. — Histogramele conținutului în argint pentru diferitele orizonturi ale filonului 25.

Această dependență a modului de repartiție a componenților utili față de elementele geometrice ale fracturilor poate fi urmărită în reprezentările din figura 14.

În diagrama din figura 14, *a*, au fost proiectați polii planelor ce reprezintă direcțiile și înclinările filonului 25 și ale ramificațiilor acestuia. Cîmpul de variație obținut, ca și poziția maximului (N 34°V/62°V), se pot regăsi în diagrama structurală din figura 3 ; maximul de aici, așa cum am precizat mai sus, ar corespunde sistemului principal de filoane din regiune.

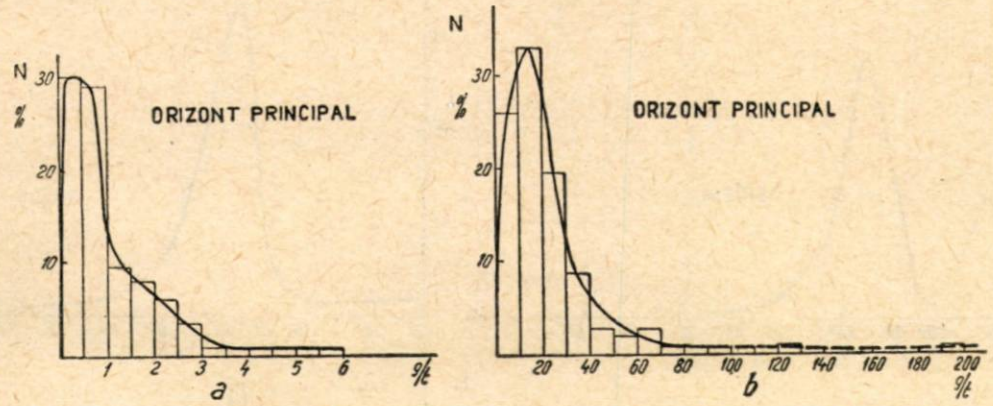


Fig. 11. — Histogramele conținutului în aur și argint pentru filonul 18.
a, Pentru aur; *b*, pentru argint.

Diagrama din figura 14, *b* și *c*, cuprinde variația polilor acelorași plane, în funcție de grosimea filoanelor (mai mari și mai mici de 0,7 m). Maximul din figura 14, *b* are orientarea N 36°V/58°V, iar acela din figura 14, *c* N 44°V/60°S, confirmînd întru totul modul de grupare a sistemelor de filoane făcut pe baza diagramei structurale generale.

Aceleași elemente au fost proiectate și în diagramele din figura 14, *d*, *e*, *f* și *g*, dar reprezentate în funcție de conținuturile în aur și argint. Pentru diagrama cu un conținut în aur mai mic decît 1,8 g/t, maximul are poziția N 35°V/60°V, iar pentru aceea corespunzătoare unui conținut în argint mai mic decît 25 g/t, N 38°V/69°V. Aceste valori sînt foarte apropiate de poziția maximului corespunzător filoanelor cu grosimi mai mari de 0,7 m. În cazul diagramelor corespunzătoare unor conținuturi în aur și argint mai mari decît valorile arătate mai sus, se delimitează în fiecare cîmp de variație cîte două maxime. Pentru conținutul în aur mai mare decît 1,8 g/t, maximul M_1 are poziția N 41°V/64°S, iar maximul M_2, N 24°V/66°V ; ele corespund porțiunilor din filoane ce au grosimi mai mici de 0,70 m, așa cum a reieșit și din analiza structurală. De asemenea, la un conținut în argint mai mare de 25 g/t, maximul M_1 are poziția N 45°V/61°S, iar M_2, N 26°V/60°V. Pozițiile pentru M_1, din ambele diagrame, vedem că sînt destul de apropiate de valoarea maximului corespunzător grosimilor mai mici de 0,7 m. Maximele M_2 pot fi regăsite numai în diagrama structurală din figura 3, ele aparținînd unor porțiuni din filoane cu grosimi foarte mici.

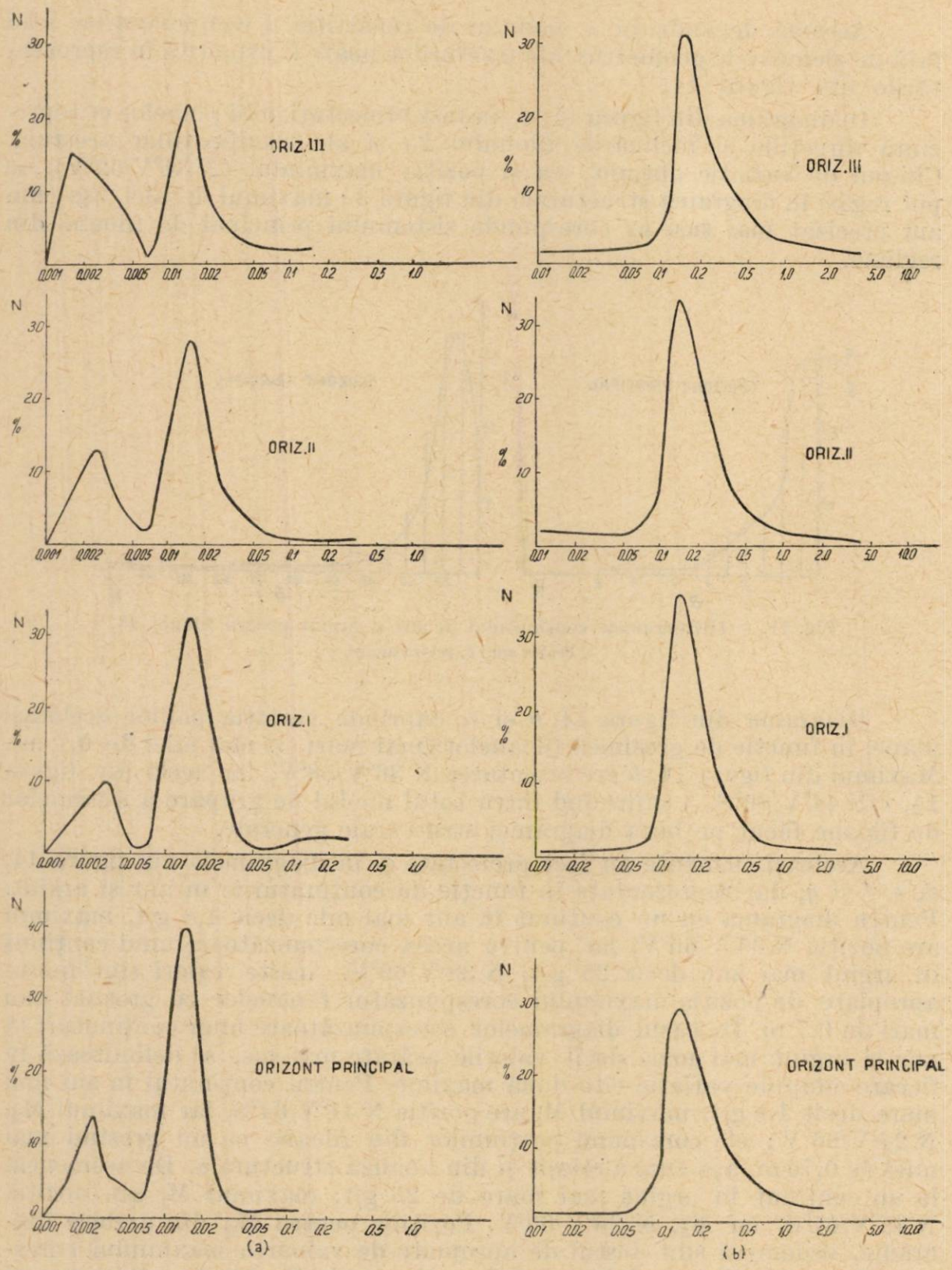


Fig. 12. — Diagramele de frecvență ale aurului și argintului în valori atomice pentru filonul 25.

a, Pentru aur; *b*, pentru argint.

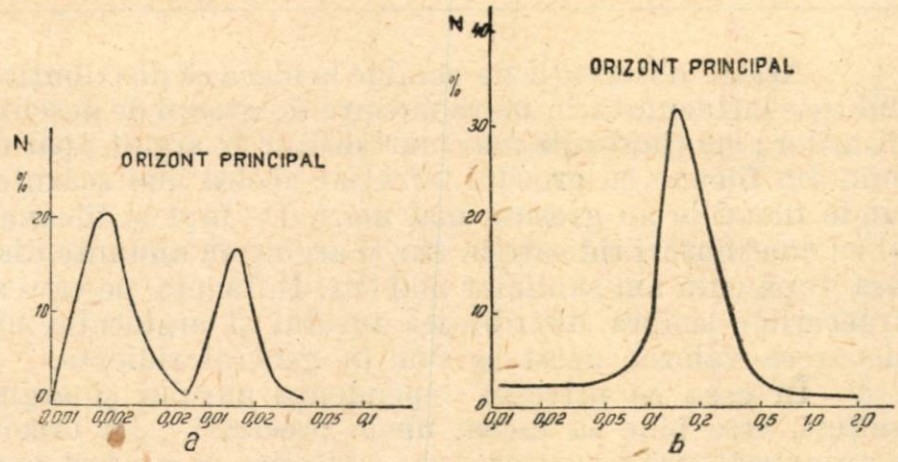


Fig. 13. — Diagramele de frecvență ale aurului și argintului în valori atomice pentru filonul 18.

a, Pentru aur; *b*, pentru argint.

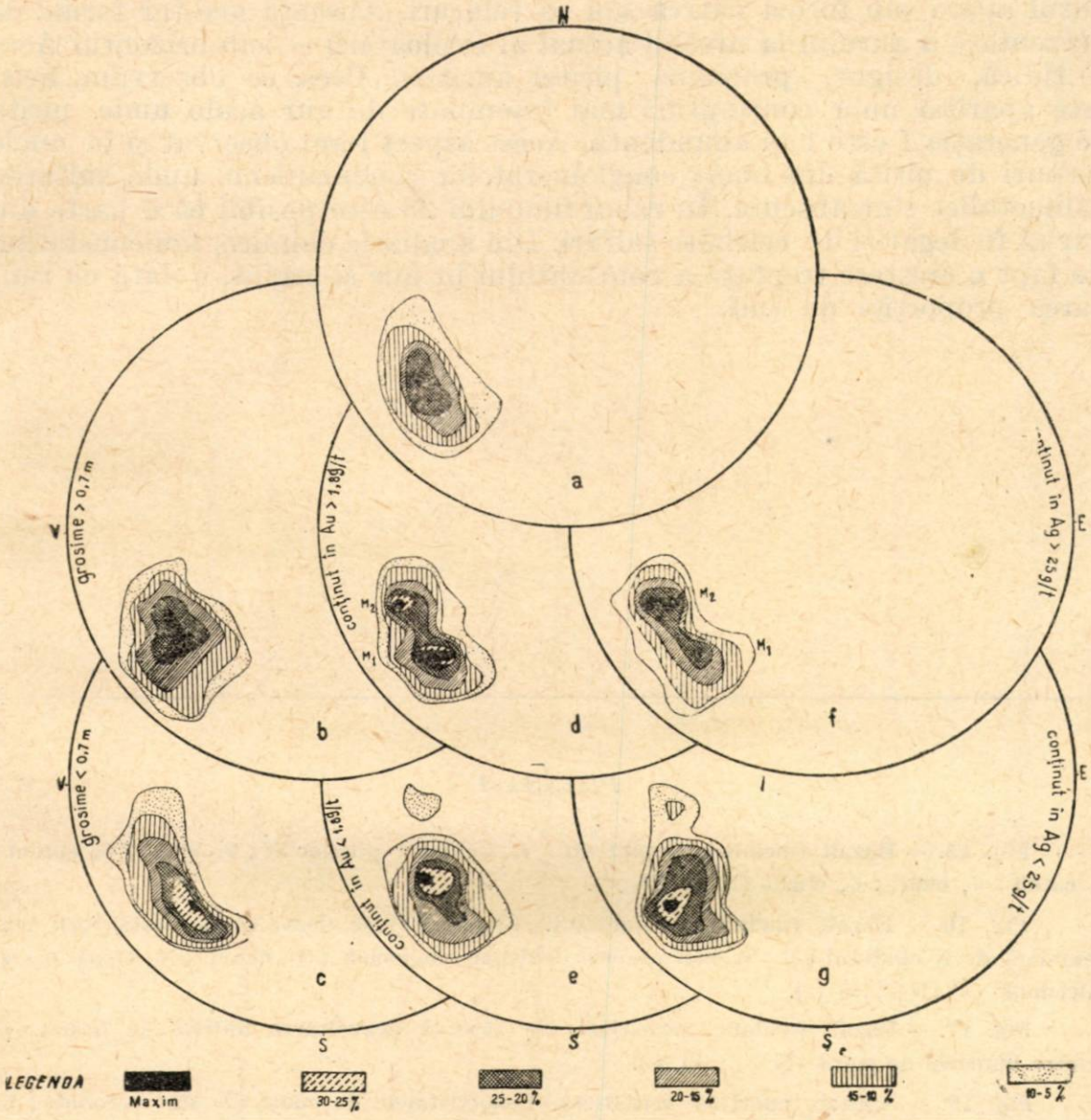


Fig. 14. — Relațiile dintre conținutul în componenți utili și elementele geometrice ale filonului 25.

a, Diagramă structurală generală a filonului 25; 50 de determinări; *b*, *c*, *d*, *e*, *f* și *g*, diagrame analitice pentru diferite grosimi și conținuturi în aur și argint ale filonului 25.

Aceste observaţii ne conduc la ideea că distribuţia aurului şi argintului este influenţată în mare măsură de gradul de deschidere a fracturilor şi fisurilor ; conţinuturile mai mari de aur şi argint apar de obicei în porţiunile din filoane cu grosimi mici, iar acelea mai scăzute se întîlnesc acolo unde filoanele au grosimi mai mari. De fapt şi filoanele cu grosimi mici şi cu conţinuturi ridicate în aur şi argint au anumite direcţii preferenţiale, aşa după cum am subliniat mai sus. Influenţa pe care a avut-o înclinarea fracturilor asupra distribuţiei aurului şi argintului nu o putem sesiza, deoarece valorile acesteia sînt în general ridicate.

În ceea ce priveşte dependenţa aurului şi argintului de anumite sulfuri, este bine să facem unele precizări. La orizonturile superioare, corespunzătoare nivelelor Acra şi Roşia, ce au fost exploatate în trecut, aurul apare sub formă nativă sau ca telururi. Absenţa acestor forme de prezentare a aurului la nivelul actual al exploatării — sub orizontul Acra — ridică, desigur, problema piritei aurifere. Ceea ce observăm, însă, este apariţia unor conţinuturi mai însemnate de aur acolo unde pirita de generaţia I este mai abundentă. Acest aspect l-am observat şi în unele corpuri de pirită din masa conglomeratelor cenomaniene, unde sulfurile polimetalice sînt absente. În cazul filonului 25 este posibil ca o parte din aur să fie legat şi de celelalte sulfuri. Din analizele chimice, noi constatăm de fapt o creştere treptată a conţinutului în aur şi argint, o dată cu ridicarea proporţiei de sulf.

PLANŞA I

Fig. 15. — Bazalt (melafir) propilitizat. *1*, Feldspat plagioclaz ; *2*, augit ; *3*, epidot ; *4*, calcit ; *5*, cuarţ ; *6*, clorit (N || ; 20 ×).

Fig. 16. — Bazalt (melafir) propilitizat. Cloritul (*4*) se dezvoltă în pasta rocii mai abundent decît epidotul (*2*). Se mai observă feldspat plagioclaz (*1*), calcit (*3*), cuarţ (*5*) şi calcedonie (*6*) (N ||; 45 ×).

Fig. 17. — Bazalt (melafir) sericitizat. Se observă dezvoltarea foiţelor de sericit (*1*) printre lamelele de clorit (N + ; 45 ×).

Fig. 18. — Andezit cuarţifer sericitizat. Fenocristalele de cuarţ (*1*) sînt corodate ; în pastă apar cuarţ (*1*) şi sericit (*2*) (N + ; 20 ×).

Fig. 19. — Gresie cu ciment argilos sericitizat. *1*, Cuarţ ; *2*, sericit (N + ; 20 ×).

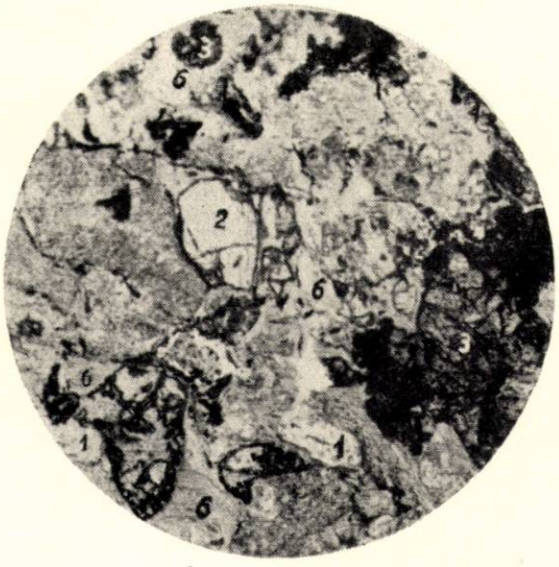


Fig. 15

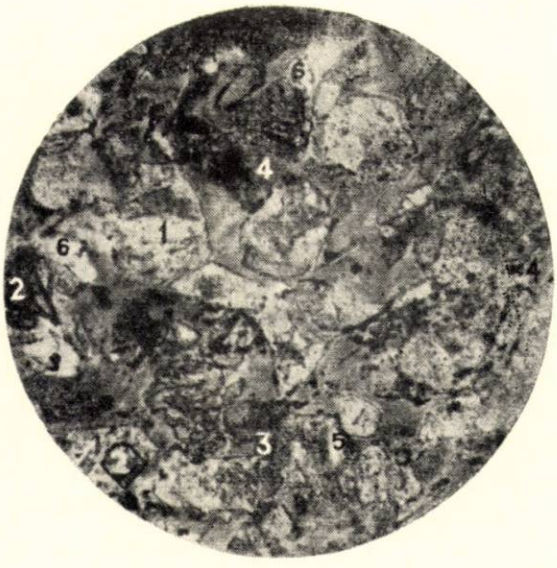


Fig. 16

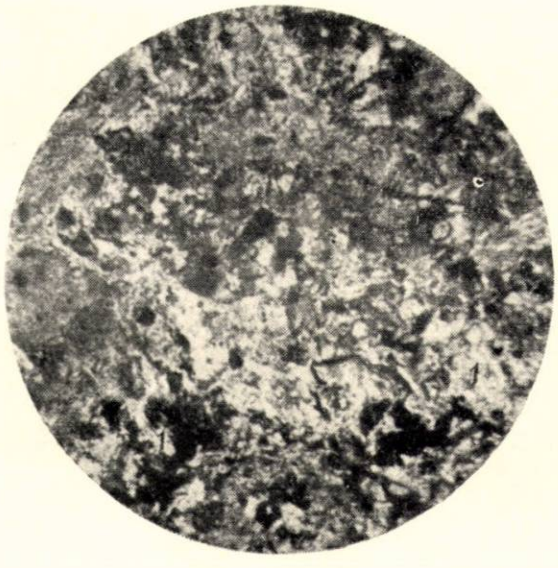


Fig. 17

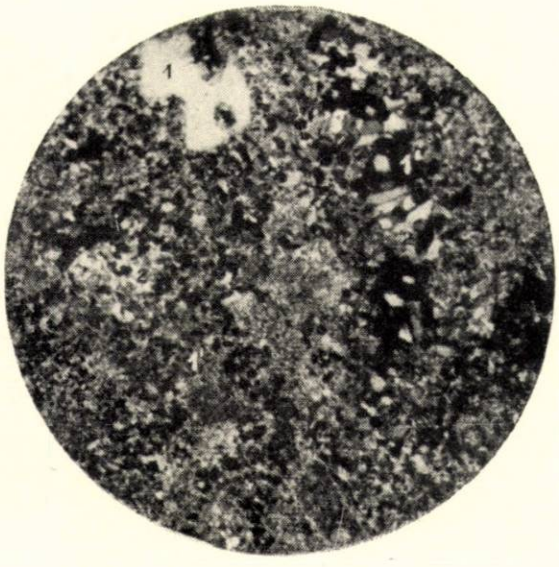


Fig. 18

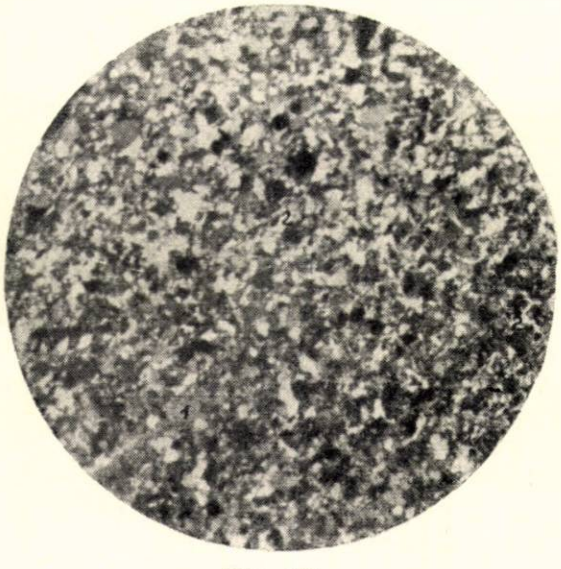


Fig. 19

PLANȘA II

Fig. 20. — Galenă (*3*) idiomorfă, asociată cu blendă (*2*), calcopirită (*4*) și pirită de generația I (*1*); gangă (*5*) (N ||; 45 ×).

Fig. 21. — Pirită idiomorfă (*1*); infiltrații de calcopirită (*3*) în blendă (*2*); gangă de cuarț (*4*) (N ||; 45 ×).

Fig. 22. — Pirită de generația I (*1*) străbătută de filonașe de calcopirită (*2*); gangă (*3*) (N ||; 45 ×).

Fig. 23. — Plaje de bornit (*3*) și covelină (*4*) pe calcopirită (*2*). În interiorul plajei de covelină se observă un grăunte de galenă (N ||; 500 × imersie).

Fig. 24. — Blendă (*2*) formînd golfuri și insulițe în galenă (*1*). Pe planele de clivaj ale galenei apar infiltrații de calcozină (*4*) (N ||; 45 ×).

Fig. 25. — Depuneri concreționare de marcasită (N ||; 20 ×).

Fig. 20

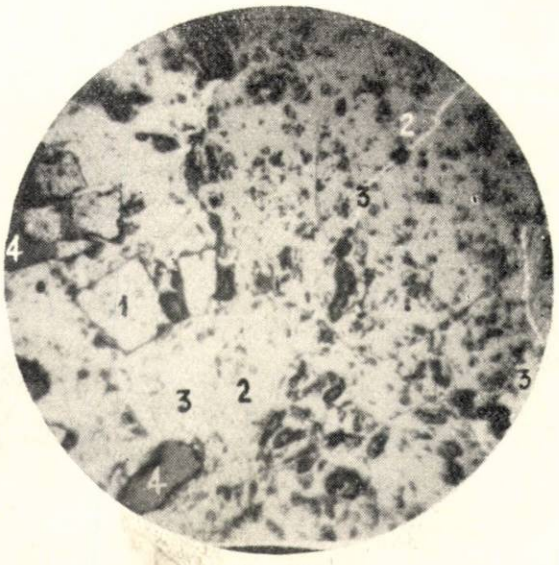


Fig. 21

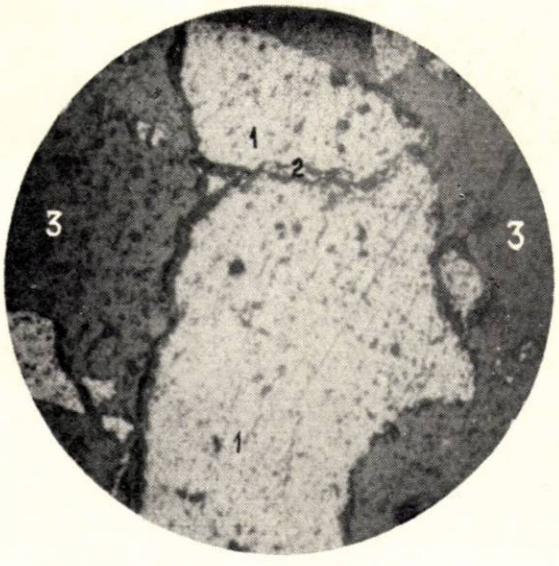


Fig. 22

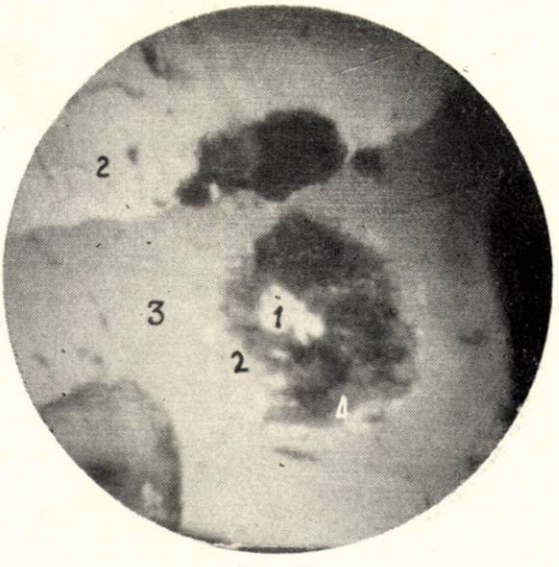


Fig. 23

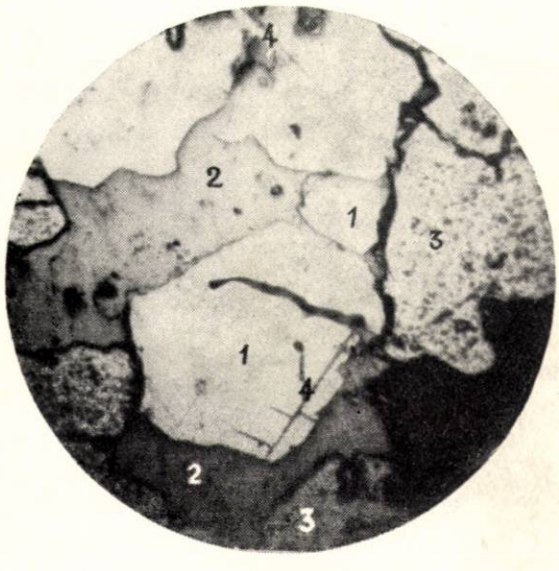


Fig. 24

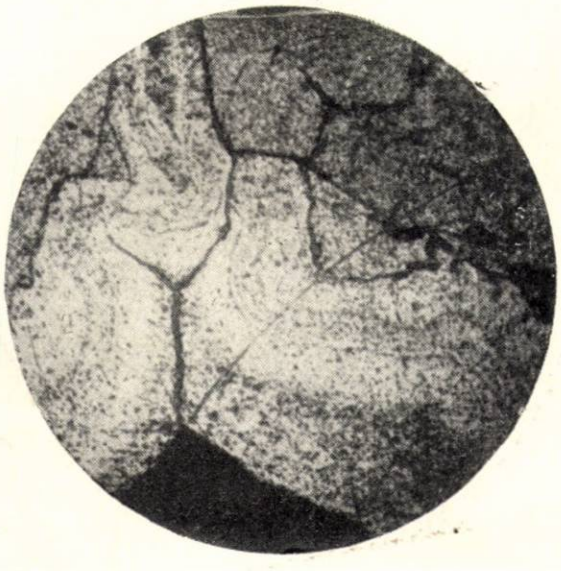


Fig. 25

НЕКОТОРЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИЛЬНОЙ СИСТЕМЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТЭНИЖА (РУДНЫЕ ГОРЫ)

РЕЗЮМЕ

Жильная система на возвышенности Феричелий, приуроченная к неогенному вулканизму, находится в восточной части Рудных гор, в пределах миоценового бассейна Златна-Алмашул-Маре. Жилы отличаются разветвляющимся характером и включены как в сеноманские отложения, так и на контакте этих последних с мезозойскими офиолитами; гидротермальные ореолы выражаются интенсивным развитием процессов серитизации и окварцевания на рудном горизонте, разрабатывающемся в настоящее время; руда носит полиметаллический характер, а в верхних частях жил встречаются самородное золото и теллуриды. Среди жильных минералов преобладают кварц, накрит, магнезит и кальцит. Кроме этого, в результате вторичного проникновения образовались марказит, борнит, ковеллин, гренокит, малахит, англезит, мелантерит, халькантит и лимонит.

На основании структурного анализа были выделены различные системы разломов; среди них некоторые благоприятные для рудоотложения. В результате изучения процесса развития различных систем разломов было установлено, что некоторые из них повторно приоткрывались, благоприятствуя интенсивной циркуляции гидротермальных растворов. На гистограммах содержания золота и серебра наблюдаются ассиметричные кривые, которые, в результате логарифмической обработки, приобретают симметричный характер. В результате статистической обработки установлен выдержанный характер содержания золота и серебра по вертикали на уровне действующих разработок. Статистические кривые отражают довольно изменчивое поведение золота и в меньшей степени серебра, что объясняется чередованием зон обогащения и обеднения в золоте и серебре.

Зависимость распределения ценных компонентов от геометрических элементов разломов отражена в нескольких структурных диаграммах, на которых пониженные содержания золота и серебра обычно относятся к маломощным участкам жил, а повышенные содержнания — к раздувам.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая карта окрестностей месторождения Дялул Феричелий.

Рис. 2. — Распределение околожильных серицитовых фаций: *1*, жила № 25; *2*, серитизация в сеноманских песчаниках; *3*, серитизация в офиолитовом комплексе; *4*, пропилитизированная фация офиолитового комплекса; *5*, пиритовый шток.

Рис. 3. — Структурная диаграмма, составленная на основании 347 определений: 0,5—1,5—2—3—4—5—6—7—7,5 %.

Рис. 4. — Изображения главных плоскостей разлома и наслоения; *1*, плоскость напластования; *2*, плоскость сброса F_1; *3*, плоскость главных неоруденелых трещин-

ных систем; *4*, плоскости главных жильных систем (P_1 и P_2); *5*, плоскости сбросовых систем F_2 и F_3.

Рис. 5. — Геологический разрез месторождения Дялул Феричелий.

Рис. 6. — Структура жил: *1*, плотная руда; *2*, густая сетка маломощных жил; *3*, зона вкрапленности; *4*, каолин; *5*, зона окварцевания; *6*, зальбанд; *7*, офиолитовый комплекс; *8*, песчаники.

Рис. 7. — Некоторые текстурные детали жил: *1*, плотная руда; *2*, пиритовые прожилки; *3*, пиритовая вкрапленность; *4*, отложения марказита; *5*, каолин; *6*, зоны интенсивного окварцевания; *7*, окварцованные песчаники; *8*, офиолитовый комплекс; *9*, зальбанд.

Рис. 8. — Микроструктурные детали минералов и их взаимоотношения: 1, пирит; *2*, галенит; *3*, сфалерит; *4*, халькопирит; *5*, пирит; *6*, борнит; *7*, халькозин; *8*, марказит; *9*, жильное выполнение.

Рис. 9. — Гистограммы содержаний золота на различных горизонтах жилы № 25.

Рис. 10. — Гистограммы содержания серебра на различных горизонтах жилы № 25.

Рис. 11. — Гистограммы содержания золота и серебра для жилы № 18; *a*, для золота; *b*, для серебра.

Рис. 12. — Вариационные диаграммы содержания золота и серебра в атомных значениях для жилы № 25; *a*, для золота; *b*, для серебра.

Рис. 13. — Вариационная диаграмма содержания золота и серебра в атомных значениях для жилы № 18; *a*, для золота; *b*, для серебра.

Рис. 14. — Связь между содержанием ценных компонентов и геометрическими элементами жилы № 25: *a*, суммарная структурная диаграмма жилы № 25, составленная на основании данных 50 определений; *b*, *c*, *d*, *e*, *f*, *g* — аналитические диаграммы для различных мощностей и содержания золота и серебра в жиле № 25.

Таблица I

Рис. 15. — Пропилитизированный базальт (мелафир). *1*, Полевой шпат-плагиоклаз; *2*, авгит; *3*, эпидот; *4*, кальцит; *5*, кварц; *6*, хлорит (N||; 20 ×).

Рис. 16. — Пропилитизированный базальт (мелафир). Хлорит (*4*) развит в пасте породы более интенсивно, чем эпидот (*2*). Можно также установить присутствие полевого шпата-плагиоклаза (*1*), кальцита (3), кварца (*5*) и халцедона (*6*) (N||); 45×).

Рис. 17. — Серицитизированный базальт (мелафир). Наблюдается развитие листиков серицита (*1*) между пластинками хлорита (N +; 45×).

Рис. 18. — Серицитизированный кварценосный андезит. Фенокристаллы кварца (*1*) коррозированы; в пасте появляются кварц (*1*) и серицит (*2*) (N+; 20×).

Рис. 19. — Песчаник с серицитизированной глинистой цементацией. *1*, кварц; *2*, серицит (N+; 20 ×).

Таблица II

Рис. 20. — Идиоморфный галенит (*3*) в сообществе с цинковой обманкой (*2*), халькопиритом (*4*) и пиритом первого цикла образования (*1*); пустая порода (*5*) (N||; 45 ×).

Рис. 21. — Идиоморфный пирит (*1*); инфильтрации халькопирита (*3*) в цинковую обманку (*2*); кварцевая пустая порода (*4*) (N||; 45×).

Рис. 22. — Пирит первого цикла образования (*1*), пронизанный прожилками халькопирита (*2*); пустая порода (*3*) (N||; 45×).

Рис. 23. — Налеты борнита (*3*) и ковеллина (*4*) на халькопирите (*2*). Внутри налета ковеллина выделяется зерно галенита (N||; 500× иммерсия).

Рис. 24. — Цинковая обманка (*2*) образует скопления в галените (*1*). По плоскости кливажа галенита появляются инфильтрации халькозина (*4*) (N||; 45 ×).

Рис. 25. — Конкреционированные отложения марказита (N||; 20 ×).

QUELQUES PARTICULARITÉS STRUCTURALES DU COMPLEXE FILONIEN DE STĂNIJA (MONTS MÉTALLIFÈRES)

RÉSUMÉ

Le complexe filonien de Dealul Fericelii, associé au volcanisme néogène, se trouve situé dans la partie orientale des monts Métallifères, au sein du bassin miocène de Zlatna-Almaşul Mare. Les filons offrent souvent un aspect conjugué et sont situés soit dans les dépôts cénomaniens soit aux endroits où ces dépôts viennent en contact avec les ophiolithes mésozoïques ; l'auréole des transformations hydrothermales est caractérisée par un développement intense des phénomènes de sériciti sation et de silicification. La minéralisation s'est déposée durant le processus de silicification. Elle a un caractère faiblement polymétallique au niveau d'exploitation actuel ; ce n'est qu'à la partie supérieure du filon que l'on trouve de l'or natif et des tellurures. Parmi les minéraux de gangue, les plus répandus sont le quartz, la nacrite, la magnésite et la calcite. Les processus d'infiltration secondaire ont abouti à la formation de la marcassite, de la bornite, de la covelline, de la greenockite, de la malachite, de l'anglésite, de la mélantérite, de la calcantite et de la limonite.

L'analyse structurale a mis en évidence divers systèmes de fractures, dont quelques-unes ont favorisé la localisation de la minéralisation. L'étude de l'évolution des systèmes de fractures a montré, en outre, que certaines ont été rouvertes et ont constitué le siège d'intenses circulations des solutions hydrothermales. Les histogrammes de la teneur en or et en argent ont mis en évidence des courbes asymétriques que l'on peut transformer, par des opérations à l'échelle logarithmique, en courbes généralement symétriques. Ces opérations statistiques permettent de constater qu'au niveau actuel de l'exploitation, il n'y a aucune diminution de la teneur en or et en argent sur la verticale. Les courbes statistiques montrent, en plus, un comportement plutôt capricieux de l'or, moins de l'argent, qui s'explique par le développement de zones plus riches, alternant avec des zones plus pauvres en ces composants.

La variation de la répartition des composants utiles en fonction des éléments géométriques des fractures apparaît dans quelques diagrammes. On constate, ainsi, que les teneurs les plus élevées en or et en argent se trouvent, d'ordinaire, dans les portions de filons de petites épaisseurs, tandis que les teneurs plus basses, dans les portions plus épaisses des filons.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte géologique des environs du gisement de Dealul Fericelii.

Fig. 2. — Distribution des zones de sériciti sation autour des filons. *1*, Filon 25 ; *2*, sériciti sations dans des grès cénomaniens ; *3*, sériciti sations dans le complexe ophiolithique ; *4*, complexe ophiolithique propylitisè ; *5*, stock de pyrite.

Fig. 3. — Diagramme structural. 347 déterminations : 0,5 — 1,5 — 2 — 3 — 4 — 5 — 6 — — 7 — 7,5 %.

Fig. 4. — Représentation des principaux plans de fracture et de stratification. *1*, Plan de la position des couches ; *2*, plan de faille F_1 ; *3*, plan des principaux systèmes de fissures minéralisées ; *4*, plans des principaux systèmes de filons (P_1 et P_2) ; *5*, plans des systèmes de failles F_2 et F_3.

Fig. 5. — Profil géologique par le gisement de Dealul Fericelii.

Fig. 6. — Mode de présentation des filons.

1, Minerai compact ; *2*, réseau fin et dense de petits filons ; *3*, zones d'imprégnation ; *4*, kaolin ; *5*, zone de silicifications ; *6*, salbande ; *7*, complexe ophiolithique ; *8*, grès.

Fig. 7. — Quelques détails de la texture des filons.

1, Minerai compact ; *2*, veinules à pyrite ; *3*, imprégnations de pyrite ; *4*, dépôts de marcassite, *5*, kaolin ; *6*, zone à silicifications intenses ; *7*, grès silicifiés ; *8*, complexe ophiolithique ; *9*, salbande.

Fig. 8. — Détails de la microstructure des minéraux et leurs relations réciproques.

1, Pyrite I ; *2*, galène ; *3*, blende ; *4*, chalcopyrite ; *5*, pyrite II ; *6*, bornite ; *7*, chalcosine ; *8*, marcassite ; *9*, gangue.

Fig. 9. — Histogrammes de la teneur en or des divers horizons du filon 25.

Fig. 10. — Histogrammes de la teneur en argent des divers horizons du filon 25.

Fig. 11. — Histogrammes de la teneur en or et argent du filon 18 ; *a*, pour l'or ; *b*, pour l'argent.

Fig. 12. — Diagrammes de fréquence de l'or et de l'argent en valeurs atomiques pour le filon 25 ; *a*, pour l'or ; *b*, pour l'argent.

Fig. 13. — Diagrammes de fréquence de l'or et de l'argent en valeurs atomiques pour le filon 18 ; *a*, pour l'or ; *b*, pour l'argent.

Fig. 14. — Relations entre la teneur en composants utiles et les éléments géométriques du filon 25.

a, diagramme structural général du filon 25 ; 50 déterminations ; *b*, *c*, *d*, *e*, *f* et *g* — diagrammes analytiques pour les différentes épaisseurs et les différentes teneurs en or et en argent du filon 25.

Planche I

Fig. 15. — Basalte propylitisé.

1, Feldspath plagioclasique ; *2*, augite ; *3*, épidote ; *4*, calcite ; *5*, quartz, ; *6*, chlorite (N || ; 20 ×).

Fig. 16. — Basalte propylitisé.

Le chlorite (*4*) se développe plus abondamment que l'épidote (*2*) dans la pâte de la roche. On observe encore du feldspath plagioclasique (*1*), du calcite (*3*), du quartz (*5*) et de la calcédoine (*6*) (N || ; 45 ×).

Fig. 17. — Basalte séricitisé. On observe le développement de plaquettes de séricite (*1*) parmi les lamelles de chlorite (N + ; 45 ×).

Fig. 18. — Andésite quartzifère séricitisée. Phénocristaux de quartz (*1*) corodés ; du quartz (*1*) et des séricites (*2*) apparaissent dans la pâte (N + ; 20 ×).

Fig. 19. — Grès à ciment argileux séricitisé.

1, Quartz ; *2*, séricite (N + ; 20 ×).

Planche II

Fig. 20. — Galène (*3*) idiomorphe, associée à la blende (*2*), la chalcopyrite (*4*) et la pyrite de la I^e^ génération (*1*) ; gangue (*5*) (N || ; 45 ×).

Fig. 21. — Pyrite idiomorphe (*1*) ; infiltrations de chalcopyrite (*3*) dans la blende (*2*) ; gangue à quartz (*4*) (N || ; 45 ×).

Fig. 22. — Pyrite de I^e^ génération (*1*) parcourue de filons de chalcopyrite (*2*) ; gangue (*3*) (N || ; 45 ×).

Fig. 23. — Plage de bornite (*3*) et de coveline (*4*) sur la chalcopyrite (*2*). A l'intérieur de la plage de coveline on observe un grain de galène (N || : 500 × immersion).

Fig. 24. — Blende (*2*) formant des golfes et des îlots dans la galène (*1*). Des infiltrations de chalcosyne (*4*) apparaissent sur les plans de clivage de la galène (N || ; 45 ×).

Fig. 25. — Dépôts concrétionnaires de marcassite (N || ; 20 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. AHRENS L. H., *The lognormal distribution of the elements. (1). A Fundamental law of geochemistry*, Geochim. et Cosmoc. Acta, 1954, *5*.
2. CIOFLICA G., *Entwicklung des mesozoischen Vulkanismus des Drocea-Gebirge*, Acta Geologica, 1961, **VII**.
3. GHIȚULESCU T. P., *Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Transylvanie*, Bul. Soc. rom. geol., 1934, **II**.
4. GHIȚULESCU T. P. et SOCOLESCU M., *Etude géologique et minière des monts Métallifères*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1941, **XX**.
5. HELKE A., *Beiträge zur Kenntnis der Golderzänge am Ungarberge und am Fericsel bei Stănija im siebenbürgischen Erzgebirge*, Dissertation, Leipzig, 1933.
6. PALFY M., *Das Goldvorkommen im siebenbürgischen Erzgebirge und sein Verhältnis zum Nebengestein der Gänge*, Zeitschr. f. prakt. Geol., 1907, **XV**.
7. RAMDOHR P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Berlin, 1960.
8. РОЗАНОВ Н. А., *Структурные условия локализации золотого оруденения на центральном месторождении (Кузнецкий Алатау)*, Геол. Рудн. Месторожд., 1960, *2*.
9. SEMPER E., *Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten des siebenbürgischen Erzgebirges*, Abh. d. Kgl. preuss. geol. Landesanstalt. N.F., 1910, *33*.

PROBLEME ALE VULCANISMULUI TERȚIAR ÎN MUNȚII CĂLIMANI — GURGHIU — HARGHITA

DE

DAN P. RĂDULESCU

Comunicare prezentată la Colocviul asupra vulcanismului terțiar din R.P.R., din 31 mai 1960

Porțiunea din lanțul eruptiv neogen care însoțește creasta principală a Carpaților Orientali din valea Bistrița Bîrgăului în N și pînă în valea Oltului la SE și SV, nu s-a bucurat pînă nu de mult din partea geologilor de aceeași atenție care, de multă vreme încă, a fost acordată zonelor cu vulcanism neogen din Munții Apuseni și din regiunea Baia-Mare. Lipsa, practic, completă aici a zăcămintelor de Au, Ag, Pb, Zn, care au făcut renumite în întreaga lume regiunea Baia-Mare și Munții Apuseni, a determinat această situație curioasă ca zona cu desfășurarea cea mai grandioasă a fenomenelor vulcanice neogene foarte recente în Europa să rămînă pe o treaptă de cunoaștere geologică redusă.

Primele încercări de descriere a acestor munți li se datoresc lui Fr. Richthofen (14), Fr. Hauer și G. Stache (7), Fr. Herbich (8), M. Pálfy (10); multe dintre noțiunile petrografice erau însă, la acea vreme, prea puțin conturate și așa se explică „trahitele" pe care autorii menționați le descriu ca principal element constituent aici. Deși identificarea caracterului andezitic al rocilor se face în scurtă vreme, abia lui Sava Athanasiu (3) i se datoresc primele separații mai detaliate ale tipurilor de andezite care apar în zona nordică. În anii care urmează, pînă astăzi, foarte numeroase descrieri petrografice văd lumina tiparului, dar ele reprezintă, aproape în exclusivitate, examinări de eșantioane sau tipuri de roci izolate, fără a se încadra într-un studiu mai amplu.

Natura geologică a acestei întregi regiuni este — în liniile sale mari — ușor de descifrat, datorită conservării suprastructurii aparatelor vulcanice. Aceasta a făcut ca încă din primele excursii ale geologilor secolului trecut să poată fi recunoscute cele mai multe din aparatele vulcanice existente aici; caracterele morfologice au fost suficiente în acest scop și

astfel s-a căpătat de la început imaginea — reală, de altfel — a unui şir de aparate vulcanice, dispuse după o zonă orientată NNV—SSE, ale căror produse constituie toţi aceşti munţi.

Din păcate însă, cam acesta a rămas nivelul cunoştinţelor de ordin geologic foarte multă vreme ; şi lucrul acesta a fost cu atît mai regretabil, cu cît existenţa vulcanismului neogen la interiorul arcului carpatic a servit la interpretări numeroase în ceea ce priveşte evoluţia geologică generală a acestor regiuni. J. Szádeczky (19) şi V. Stanciu (18) discută unele probleme de ansamblu ale geologiei lanţului vulcanic iar E. Szádeczky-Kardoss în 1941 (20) foloseşte date şi din această regiune pentru a încerca să demonstreze legătura dintre gradul de cristalinitate a rocilor eruptive şi repartiţia mineralizaţiei. În 1947 M. Vendel (26) se referă şi el la rocile din această regiune, în sinteza sa asupra chimismului rocilor eruptive tinere de la interiorul arcului carpatic.

Dintre lucrările anterioare anului 1945 trebuie remarcate studiile lui O. Nichita (9) şi M. Savul (16), (17) asupra unor zone din partea nordică a lanţului eruptiv. Lui I. Atanasiu i se datoresc unele idei valoroase asupra eruptivului neogen din ţara noastră, idei expuse în mai multe din lucrările sale (1), (2). În aceeaşi epocă îşi începe activitatea Z. Török care însă, împreună cu colaboratorii săi, îşi intensifică cercetările după 1945 reuşind să acopere aproape în întregime părţile nordică şi centrală ale lanţului eruptiv (21), (22), (23), (24), (25).

Pe lîngă cercetările lui Z. Török, I. Treiber şi A. Götz, după 1945, trebuie amintite lucrarea lui I. Grigore (6), rezultat al unei activităţi mai vechi, şi lucrările lui Dan Rădulescu şi colaboratori (11), (12), (13)[1]).

★

Între văile Bistriţa Bîrgului şi Oltului, lanţul muntos prezintă caractere de evidentă unitate fizico-geografică ; valea Mureşului, care îl traversează pe direcţia EV, este utilizată ca limită între o porţiune nordică, Munţii Călimani, şi una centrală, Munţii Gurghiului. Delimitarea acesteia din urmă faţă de a o treia porţiune sudică, Munţii Harghita, se face în mod aproape convenţional, în zona izvoarelor Tîrnavei Mari. Deşi, practic, lipsite de independenţă fizico-geografică, aceste zone dovedesc din ce în ce mai mult, oarecare trăsături geologice caracteristice.

FUNDAMENTUL PE CARE S-A DESFĂŞURAT ACTIVITATEA VULCANICĂ

Problema fundamentului peste care se aşterne materialul vulcanic în Munţii Călimani—Gurghiu—Harghita este extrem de importantă, mai ales prin implicaţiile ei în ceea ce priveşte orientarea lucrărilor de cercetare a subsolului.

[1]) În bibliografie sînt citate numai cele mai importante lucrări privind regiunea discutată.

Marginea estică a acestor munți este în contact, în cea mai mare parte a sa, cu depozitele cuaternare ale Bazinelor Ciucului inferior, Ciucului superior și Gheorghienilor ; spre sud produsele vulcanice stau peste depozite mezozoice iar în părțile centrală și nordică ele se așternpeste depozitele neogene și direct peste cristalin ; relațiile cu depozitele pliocene din zona Toplița nu sînt concludente. Cristalinul este cunoscut și pe malurile vestice ale Oltului și Mureșului în zona de izvoare a acestora ca și, cu totul sporadic, la Sărmaș—Subcetate și Toplița.

Pe marginea nordică a lanțului vulcanic, eruptivul stă peste depozite paleogene, pe marginea vestică peste depozite pliocene, care pot fi regăsite destul de adînc în interiorul masivului pe văile mari, iar pe marginea sudică peste depozite pliocene și mezozoice.

În fond, problema se pune în modul următor : pe amplasamentul Munților Călimani—Gurghiu—Harghita se găsește cristalin dezvoltat dinspre est spre vest sau se găsesc depozitele terțiare ale Bazinului Transilvaniei ? Probabilitatea existenței cristalinului imediat sub eruptiv pare destul de redusă ; neînsemnatele zone de roci cristaline din vestul văii Mureșului sînt, probabil, niște accidente iar situația din zona Vatra-Dornei — Drăgoioasa nu este decît un efect al extinderii lavelor spre est.

De o parte și de alta a văii Mureșului, pe valea Meșterhaza și valea Zebracului, aproape în zona axială a lanțului muntos, sînt cunoscute depozite miocene — probabil mediteraneanul II — care apar de sub eruptiv. În fundul văii Zebracului apar roci evident mai vechi, poate oligocene. În forajul executat de curînd în această zonă, limita sedimentar-cristalin a fost atinsă abia la 1 535 m adîncime. În această stivă groasă de depozite nu este exclus ca partea inferioară să fie constituită din roci ceva mai vechi, eventual similare acelora care apar la suprafață în fundul văii Zebracului ; determinările micropaleontologice n-au fost concludente în ceea ce privește vîrsta depozitelor. Această situație nu poate să nu fie corelată cu cea din nordul Munților Călimani, unde depozitele paleogene apar destul de bine dezvoltate.

În sfîrșit, situația de superpoziție a eruptivului peste pliocen pe toată rama vestică, înaintarea acestuia din urmă adînc pe valea Gurghiului, nu fac decît să întregească ideea că depozitele neogene ale Bazinului Transilvaniei înaintează mult sub eruptiv avînd poate și aici aceeași dispoziție care se constată pe întreg restul ramei acestuia, ieșirea la zi a depozitelor mai vechi spre periferie.

În concluzie, se pare că cele mai multe șanse sînt ca imediat sub eruptiv să se găsească depozite neogene și, probabil, paleogene. Grosimea acestora, și deci adîncimea la care s-ar putea găsi cristalinul, este o altă problemă, care necesită o analiză separată.

Nu este exclus ca activitatea vulcanică în lanțul Călimani—Gurghiu—Harghita să fi început în aspecte submarine și în felul acesta să se fi ridicat arhipelagul pe care, apoi, s-a desfășurat o atît de intensă activitate subaeriană ; în acest caz, problema fundamentului capătă, evident, un aspect întrucîtva deosebit. Identificarea unor roci doleritice în regiunea

Dornişoara, în cadrul unor cercetări recente [1]), trebuie să fie considerată în acest sens.

★

O idee care a fost cu multă perseverenţă urmărită şi dezvoltată în ultimele două decenii, este aceea a existenţei unui fundament constituit din roci hipoabisale. Z. Török şi apoi I. Treiber şi A. Götz (aceştia din urmă local şi temporar) au susţinut că fenomenele vulcanice neogene s-au desfăşurat pe un fundament de roci hipoabisale puse în loc tot în cursul terţiarului.

Această părere a fost combătută în lucrările lui Dan Rădulescu (11) şi ale acestuia împreună cu Al. Vasilescu şi S. Peltz (12), (13). Aşa cum a arătat cel dîntîi, foarte multe roci considerate hipoabisale de Z. Török nu corespund deloc unor asemenea produse ci reprezintă, cu siguranţă, roci efuzive obişnuite; prezenţa rocilor cu caractere holocristaline este mult mai restrînsă decît apare în hărţile acestui autor. În al doilea rînd însă, şi acesta este elementul principal, prezenţa rocilor holocristaline în zonele depresionare, pe care toată lumea este de acord a le considera nişte cratere destul de bine conservate, nu poate fi interpretată în sensul existenţei unui fundament preefuziv cu o asemenea alcătuire; aici, în interiorul craterelor sînt, dimpotrivă, vizibile produsele cele mai recente ale consolidării magmelor, umplutura canalului de alimentare.

Ipoteza unui „fundament subvulcanic preefuziv" nu are puncte de sprijin nici în ceea ce priveşte faptele de observaţie şi nici ca logică a desfăşurării fenomenelor [2]).

★

Constituţia părţii vestice a Carpaţilor Orientali — lanţ muntos (pe vechi continent), zonă depresionară şi lanţ muntos vulcanic — sugerează asemănarea cu unele situaţii ale vulcanismului actual; astfel, nu poate fi trecută cu vederea similitudinea — evident, la o altă scară — cu situaţia continent, zonă depresionară, insule vulcanice de pe marginea estică a continentului asiatic. Din asemenea motive, sîntem înclinaţi să socotim că zona depresionară dintre cele două lanţuri muntoase ale Carpaţilor Orientali este destul de adîncă. O confirmare a acestei supoziţii s-a obţinut, într-o oarecare măsură, prin forajele executate în Depresiunea Gheorghieni; acestea n-au extras, pe o adîncime de peste 400 m, decît produse vulcanice amestecate cu material detritic grosier.

---

[1]) Cosma Stanciu şi O. Gheruci, *Raport geologic asupra lucrărilor de cartări şi prospecţiuni în Munţii Călimani—Bîrgău (Dornişoara—Fîntînele)*, Arh. Com. geol., 1958.

[2]) În lucrarea *Contribuţii la studiul petrografic al rocilor eruptive din Munţii Gurghiului de nord*, apărută în numărul precedent din „Studii şi cercetări de geologie", I. Treiber revine asupra ideilor sale anterioare în ceea ce priveşte natura „preefuzivă" a rocilor din asemenea zone, fără a aduce însă, nici de data aceasta, argumente concludente.

FORMELE DE MANIFESTARE A ACTIVITĂȚII VULCANICE

Recunoscută de la început ca reprezentînd o zonă vulcanică tipică, regiunea Munților Călimani—Gurghiu—Harghita s-a dovedit, pe măsura înmulțirii cercetărilor, a conține forme variate de manifestare a activității vulcanice. În afară de manifestările explozive și efuzive — care, oricît ar părea de curios, au fost totuși puse la îndoială de susținătorii ideii „fundamentului subvulcanic preefuziv" pentru anumite zone ale acestor munți — în ultima vreme au fost puse în evidență tot mai numeroase cazuri de manifestări intruzive; aceste situații reprezintă o realitate neîndoielnică dar interpretarea faptelor de observație trebuie făcută în mod judicios.

Formele explozive și efuzive de manifestare a vulcanismului sînt evidente pe toată întinderea Munților Călimani—Gurghiu—Harghita; în tot lungul acestui lanț muntos au fost recunoscute — în cea mai mare parte, pe criterii morfologice — vechi aparate vulcanice de tip central cu activitate mixtă, ca și produsele lor. Numai în Munții Gurghiului, cercetările din ultima vreme au reușit să stabilească, printr-o cartare detaliată a tipurilor de roci, structura stratovulcanică a aparatelor. În felul acesta a fost realizată fundamentarea geologică a cunoștințelor anterioare, mai mult de natură morfologică.

Manifestările intruzive sînt reprezentate în primul rînd, din punctul de vedere al frecvenței, prin dykuri și filoane; acestea s-au dovedit foarte frecvente în Munții Gurghiului, unde au dimensiuni reduse și o perfectă unitate de orientare. În Munții Harghita și Călimani sînt, de asemenea, descrise dykuri; este probabil însă, că numai formele evidente morfologic au fost identificate pînă acum și că, la un examen petrografic mai atent, numărul lor s-ar mări considerabil.

Prezente, dar nu prea frecvente, sînt formațiunile de tipul domurilor.

Îndeosebi în Munții Călimani au fost descrise numeroase zone constituite din roci holocristaline. Pentru unele dintre ele, O. Nichita a arătat încă din 1935 (9) că reprezintă porțiuni inferioare ale structurii vulcanice; Z. Török (21), (22), (23) le consideră însă, pe toate, mase hipoabisale, fundament pe care s-ar fi desfășurat vulcanismul. În zona Munților Călimani ne găsim — așa cum arată toate observațiile: abundența formațiunilor sedimentare, absența aproape totală a suprastructurilor vulcanice — la un nivel mai profund decît în Munții Gurghiului și Harghita. Dacă se ține seama de concluziile lui H. Cloos (5), A. Rittmann (15) ș.a. conform cărora, în general, cuptorul magmatic din care se alimentează un aparat vulcanic nu este prea adînc (5—6 km) și, în special, în cazul stratovulcanilor el este destul de aproape de suprafață, se poate accepta că în Munții Călimani sîntem, în unele cazuri, în prezența părților celor mai profunde ale canalelor de alimentare, de formare a acestora din porțiunile superioare ale cuptoarelor magmatice. Deși rocile holocristaline apar uneori în funduri de văi, zone depresionare, eventual parțial acoperite de depozite sedimentare, nu este vorba niciodată de un „fundament" și nici măcar de formațiuni hipoabisale propriu-zise. În mod eronat, multe roci au fost descrise ca formațiuni hipoabisale și, în mod eronat, corpuri reprezentînd canale de alimentare a aparatelor vulcanice rămase ca

stîlpi au fost alăturate zonelor depresionare amintite pentru a se da o oarecare extindere în suprafață așa-numitelor „formațiuni subvulcanice".

Sînt, poate, utile cîteva precizări în această problemă. Desfășurarea proceselor magmatice îmbracă, așa cum se știe, trei forme : plutonică, hipoabisală și extruzivă ; elementul principal al determinării lor ca atare îl reprezintă nivelul la care se desfășoară în crustă și, ca urmare a posibilităților largi din acest punct de vedere, între cele trei forme principale există și aspecte intermediare. Cu toate acestea, cele trei categorii de fenomene — plutonice, hipoabisale și extrusive — rămîn suficient de bine conturate și faptul că nu se pot găsi într-o aceeași regiune secțiuni atît de profunde în crustă, încît să cuprindă mai mult decît nivelul de manifestare a unei singure forme de fenomen magmatic, exclude, practic, posibilitatea de confuzie chiar între aspectele extreme convergente a două asemenea forme de manifestare. Dacă într-o regiune, magmatismul s-a manifestat în formă extruzivă, este neindicat să se vorbească despre fenomene și produse hipoabisale, chiar dacă, local, au fost dezvelite nivele ceva mai profunde ale structurii vulcanice ; asemenea formațiuni au luat naștere în cadrul desfășurării fenomenelor extruzive și nu reprezintă decît modul normal de desfășurare a acestora la nivelele respective. Socotim că nu este indicat să se vorbească de corpuri hipoabisale în Munții Călimani, a căror „esență geologică" este vulcanică. Pentru ansamblul situației geologice de aici, asemenea cazuri nu sînt decît niște aspecte secundare și speciale ale proceselor extruzive.

O atitudine hotărîtă ar trebui luată și în privința nomenclaturii petrografice. Pentru denumirea celor trei serii de roci care iau naștere în procesele plutonice, hipoabisale și extruzive noi nu avem, astăzi, intrate în uz, decît două serii de termeni corespunzînd celor două aspecte extreme. Pe de altă parte, așa cum se știe, în cadrul proceselor extruzive pot lua naștere și roci cu aspecte structurale și texturale asemănătoare sau chiar identice acelora ale rocilor hipoabisale și plutonice (dykuri, stîlpi vulcanici etc.). În această situație, deoarece un nume de rocă evocă, implicit, și un anumit proces genetic, se înțelege ce posibilitate largă de confuzii există în acest domeniu. Considerarea exclusivă a caracterelor fiziografice ale unei roci poate conduce la adoptarea unui nume de rocă plutonică ; dar se poate, foarte bine, ca materialul respectiv să nu fie nici măcar produs al unor procese hipoabisale, ci să facă parte dintr-un stîlp, dyk, dom etc., să fie adică un produs net vulcanic. Abuzul de termeni ca diorit și granodiorit — chiar în eventualitatea realității lor fiziografice — credem că determină confuzii în asemenea regiuni ; adoptarea unor calificative ca „holocristalin", „granular" etc. pe lîngă nomenclatura rocilor vulcanice corespunde, cu siguranță, mai bine scopului de a înțelege și a face să fie înțeleasă structura geologică a regiunii.

VÎRSTA ACTIVITĂȚII VULCANICE

Așa cum arată relațiile dintre eruptiv și sedimentar pe marginea de vest a lanțului muntos, produsele vulcanice vizibile sînt de vîrstă pliocen superioară. Este foarte probabil însă că activitatea vulcanică s-a desfășurat

și la începutul cuaternarului; în felul acesta se poate explica, de altfel, și conservarea perfectă a suprastructurilor vulcanice în Munții Gurghiului și Harghita.

În Munții Călimani, sînt vizibile însă și produse mai vechi; dacitele de la Drăgoioasa sînt antedaciene. Este probabil că, așa ca și în Munții Apuseni și regiunea Baia-Mare, începutul vulcanismului neogen se plasează în mediteraneanul II.

În ideea că masele de roci holocristaline din Munții Călimani reprezintă produsul consolidării magmelor în părțile profunde ale structurilor vulcanice, ele sînt de vîrstă recentă.

Dacă ne referim la sistematizarea activității vulcanice în Munții Apuseni și regiunea Baia-Mare, atunci trebuie să acceptăm că în Munții Călimani—Gurghiu—Harghita avem în față, în partea vizibilă, produsele ultimelor două faze de activitate, foarte larg dezvoltate.

★

În prezentarea cîtorva informații asupra celor trei unități ale lanțului eruptiv, vom începe cu Munții Gurghiului, deoarece aici s-au executat cele mai recente cercetări și ei sînt, deocamdată, singurii care se bucură de o interpretare unitară.

MUNȚII GURGHIULUI

Porțiunea din lanțul vulcanic cuprinsă între valea Mureșului și izvoarele Tîrnavei Mari este constituită din mai multe mari aparate vulcanice recente și produsele lor; dintre ele, marea calderă Fîncel—Lăpușna din partea nordică a izvoarelor văii Gurghiului reprezintă elementul cel mai impresionant. Pentru Munții Gurghiului există, astăzi, o hartă în manuscris la scara 1 : 25 000, de concepție unitară.

Studiul petrografic al rocilor și considerarea alternanței lavelor cu produsele piroclastice au permis stabilirea unei succesiuni care a fost regăsită în întregul masiv. Iată care sînt, în ordine cronologică, elementele sale fundamentale.

Complexul vulcanogen-sedimentar are o alcătuire foarte variată; depozitele sale sînt, în forma lor actuală, mărturie a unei activități îndelungate și complexe și nu un produs al unui singur moment exploziv. În cuprinsul lor au putut fi separate trei nivele foarte bine individualizate; în unele dintre ele participarea materialului detritic este evidentă. Fragmentele din aceste depozite sînt constituite din andezite amfibolice în cea mai mare parte, dar și piroxenice. Grosimea totală a piroclastitelor inferioare este de ordinul a 200—300 m.

Complexul andezitelor cu hornblendă brună este dezvoltat numai local; andezitele cu hornblendă brună constituie forma principală, dar lor li se adaugă și forme cu olivină, forme bazaltoide etc.

Complexul andezitelor cu hornblendă verde este sincron, probabil, în prima sa parte cu cel al andezitelor cu hornblendă brună, dar partea principală este ulterioară formării acestora.

Piroclastitele inferioare au aspecte foarte caracteristice. Ele sînt constituite din fragmente mari, colţuroase (blocuri) de andezite cu hornblendă verde şi mai rar cu hornblendă brună; acestea sînt prinse într-o masă fundamentală fină, larg dezvoltată. Grosimea lor nu depăşeşte 100 m.

Complexul andezitelor cu hornblendă resorbită şi piroxeni cuprinde forme intermediare între rocile anterioare cu hornblendă verde şi cele posterioare, cu piroxeni. Ele sînt larg dezvoltate.

Piroclastitele intermediare au aspecte texturale asemănătoare acelora din primul nivel, dar prezenţa piroxenilor în fragmentele de roci le este caracteristică. Ele constituie totdeauna nivele mult mai subţiri decît celelalte piroclastite.

Complexul andezitelor piroxenice cu forme bazaltoide conţinînd hipersten, augit, uneori olivină, reprezintă ultimul element principal al succesiunii de produse. În cadrul lor intervine un nivel de piroclastite superioare.

Puţine alte tipuri de produse, şi cu importanţă subordonată, intervin în succesiunea prezentată.

Două dintre elementele menţionate merită, îndeosebi, a fi subliniate: complexul vulcanogen-sedimentar şi andezitele piroxenice. Primul constituie un veritabil fundament pentru activitatea vulcanică mai recentă; el apare sub forma unei „plăci" foarte groase a cărei parte superioară este o veche suprafaţă de relief intens modelată. În alcătuirea părţilor periferice ale acestei plăci, intră, evident, şi produse aluvionare; în aceste zone au fost constatate procese de bentonitizare a cineritelor sedimentate, probabil, subacvatic. Aceste depozite reprezintă mărturia unei intense activităţi vulcanice — probabil, preponderent, explozivă — despre desfăşurarea căreia nu avem însă alte indicaţii.

Andezitele cu piroxeni, uneori însoţite de forme bazaltoide cu olivină, sînt ultimele produse ale activităţii vulcanice şi reprezintă probabil, aşa ca şi în alte părţi, trecerea de la vulcanismul subsecvent la cel final; practic, acest moment de activitate este exclusiv efuziv.

Delimitarea repartiţiei lavelor şi a produselor piroclastice a permis descifrarea structurii tuturor aparatelor vulcanice; natura stratovulcanică este evidentă. Determinările gravimetrice executate în zona aparatului Seaca—Tătarca au confirmat structura determinată prin lucrările de cartare geologică. Alcătuirea acestuia, pe care o dăm în continuare cu cîteva detalii, deoarece este foarte evidentă şi destul de binecunoscută, constituie o schemă structurală pentru toate celelalte aparate.

Astăzi, craterul are un diametru de circa 5 km; dimensiunea iniţială a fost, cu siguranţă, uşor mărită datorită eroziunii centripete. Forma sa este perfect circulară şi pe 350° el este perfect închis; un singur curs de apă care taie o vale îngustă, drenează întreg interiorul aparatului vulcanic. Pereţii craterului sînt alcătuiţi dintr-o succesiune de lave şi piroclastite cu dispoziţie simetrică faţă de centrul acestuia; andezitele cu horn-

blendă verde, piroclastitele inferioare și intermediare, andezitele cu hornblendă verde resorbită și cele piroxenice pot fi întîlnite aici, în zone circulare mai mult sau mai puțin evidente. Peste andezitele cu piroxeni se găsesc, într-un singur punct, și piroclastite superioare. Ultimele andezite se extind din creasta craterului spre exterior în pînze de lave ale căror direcții de curgere constituie un sistem radiar; ceva mai departe, de sub ele ies produsele mai vechi menționate în alcătuirea pereților craterului. În vecinătatea aparatului vulcanic se găsesc, într-o singură zonă, și andezite cu hornblendă brună; ele par să fi avut, de la început, o dispoziție asimetrică în jurul craterului.

Structura aparatului, așa cum a fost ea schițată, a fost, în bună parte, confirmată de forajele de mică adîncime executate aici. Un foraj executat pe pantele exterioare a întîlnit succesiunea așteptată: andezite piroxenice, piroclastite intermediare, andezite cu hornblendă resorbită. Mai multe foraje executate în zona centrală au arătat că umplutura canalului de alimentare are o alcătuire complexă, roci masive și brecii.

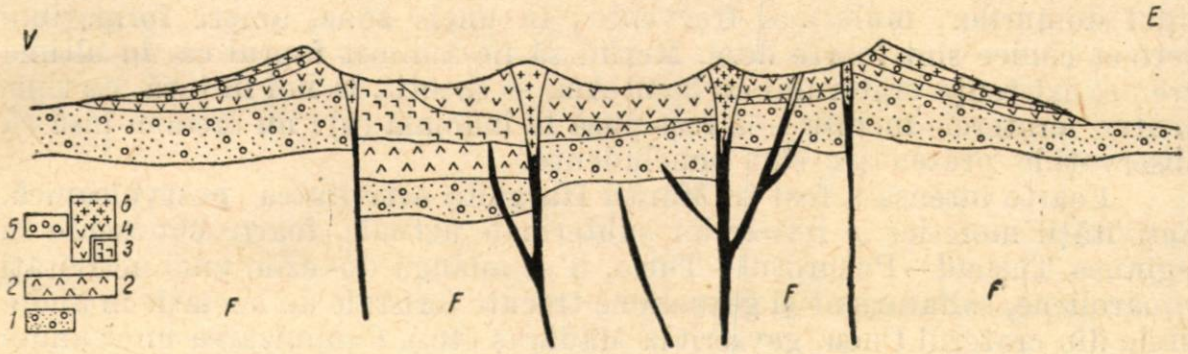


Fig. 1. — Profil schematic ipotetic în caldera Fîncel—Lăpușna.
F, Fundament; *1*, complex vulcanogen-sedimentar; *2*, eventuale alte produse; *3*, andezit cu hornblendă brună; *4*, andezit cu hornblendă verde; *5*, piroclastite inferioare; *6*, andezit cu hornblendă verde resorbită și piroxeni.

Un alt element constituent foarte important al Munților Gurghiului este caldera Fîncel—Lăpușna (fig. 1). Activitatea eruptivă s-a încheiat aici cu andezitele cu hornblendă verde resorbită care sînt foarte larg dezvoltate; ele constituie roca aparatelor din generația a doua formate în interiorul calderei. Explozia maximă care a creat caldera corespunde piroclastitelor inferioare, foarte mult dezvoltate aici; ei i-au urmat, desigur, și scufundarea părților centrale ale aparatului inițial.

În zonele centrale ale aparatelor vulcanice se constată totdeauna efecte ale circulației soluțiilor postvulcanice; caolinizarea și sericitizarea sînt efectele obișnuite; niciodată însă caolinizarea nu se desfășoară pe suprafețe largi și cu intensitate prea mare. În unele puncte, ca de exemplu în craterul Seaca—Tătarca, Șumulău sau în caldera Fîncel—Lăpușna, se poate urmări și un aport de minerale metalifere; cercetarea prin foraje a acestor zone nu a dat rezultate concludente pînă acum, deși prospecțiunea geochimică a arătat anomalii importante, uneori. Soluțiile mineralizante par a fi legate de andezitul cu hornblendă verde resorbită și piroxeni.

MUNȚII HARGHITA

În Munții Harghita aparatele vulcanice sînt tot atît de bine conservate dar regiunea nu se bucură, pînă acum, de o cercetare de ansamblu și o prezentare unitară a datelor geologice. Cercetările executate în ultima vreme, au avut în exclusivitate, obiective locale, strict delimitate. Numai în cadrul cîtorva dintre ele s-au realizat hărți 1 : 25 000 care să acopere o suprafață ceva mai mare, care să permită sesizarea structurilor ; în cele mai multe cazuri însă este vorba de mici porțiuni cartate 1 : 10 000 sau 1 : 5 000, pe care nu apar decît separații foarte reduse.

Din informațiile pe care le prezintă aceste cercetări se poate deduce că alcătuirea geologică este similară cu cea a Munților Gurghiului. Unele încercări de sistematizare a produselor vulcanice din Munții Harghita seamănă foarte bine cu succesiunea de produse stabilită în Munții Gurghiului [1]). Placa complexului vulcanogen-sedimentar se regăsește și aici cu aceeași dezvoltare foarte largă. Aparatele vulcanice mari sînt mai puțin numeroase dar lor li se adaugă altele de dimensiuni reduse și intruziuni de tipul domurilor, mult mai frecvente ; în unele zone, aceste formațiuni perfect conice sînt foarte dese. Merită să fie amintit faptul că, în ultima vreme, existența craterului cu lacul Ana — socotit, la noi în țară, ca tipic pentru craterele închise — a fost pusă la îndoială (4) ; nu credem însă că observațiile prezentate sînt concludente.

Foarte intensă a fost în Munții Harghita activitatea postvulcanică. Activității mofetice și izvoarelor subtermale actuale, foarte cunoscute în regiunea Tușnad—Puturosul—Turia, li se adaugă dovezile unei activități fumaroliene, solfatariene și geyseriene trecute (cristale de hematit în andezitele din craterul Cucu, geyserit la Mădăraș etc.). Caolinizarea unor andezite piroxenice și a produselor piroclastice a determinat apariția unor acumulări exploatabile ; ele sînt, în general, situate în zone depresionare, în vechi cratere, probabil. Nu în toate cazurile însă caolinizarea s-a desfășurat cu o asemenea intensitate, iar cercetările numeroase din ultima vreme n-au reușit să descopere alte zone de importanță deosebită.

Circulația apelor bicarbonatate feruginoase este responsabilă, probabil, de geneza acumulărilor sideritice din partea vestică a Munților Harghita, la Lueta ; interesant ca proces genetic, acest fenomen n-a condus însă la acumulări de fier prea importante, așa cum au dovedit-o cercetările insistente din ultimii 15 ani.

În sfîrșit, ca mărturie a nivelului vulcanic, cu totul superficial vizibil astăzi în Munții Harghita, sînt și sporadicele apariții de cinabru, în legătură cu unele linii de fractură, din apropierea localităților Mădăraș și Sîntimbru.

MUNȚII CĂLIMANI

Munții Călimani au caractere ușor deosebite față de întreaga porțiune de la sud de Mureș. Ei reprezintă, în mod evident, un nivel mai profund

[1]) L. Nagy, *Cercetări geologice în partea de E a Munților Harghita*, Arh. Com. geol., 1953.

în structura vulcanică ; chiar din vecinătatea Mureșului acest caracter este bine vizibil și el pare a se accentua spre nord. Puține aparate vulcanice au fost identificate în Munții Călimani și totdeauna în bună parte distruse ; aici sînt mai frecvenți stîlpii rămași prin dispariția suprastructurii vulcanice, poate zonele de înrădăcinare a acestora în cuptoarele magmatice. Fundamentul sedimentar este vizibil în chiar zona axială a munților atît în nord cît și în sud. El a fost traversat pe 1 535 m grosime în forajul din valea Zebracului.

Informații substanțiale asupra Munților Călimani se datoresc lui O. Nichita (9) care, recunoscînd natura lor vulcanică, a subliniat totuși prezența rocilor holocristaline reprezentînd părți mai profunde ale structurii vulcanice dezvelite de eroziune, precum și lui M. Savul (16), (17) care a identificat aici rocile dacitice, cele mai vechi produse vulcanice cunoscute pînă acum în lanțul Călimani — Gurghiu —Harghita.

Munții Călimani au făcut obiectul unor cercetări insistente din partea lui Z. Török și a colaboratorilor săi, în ultima vreme [1]). Lor li se datoresc o serie de hărți 1 : 25 000 acoperind diverse porțiuni din Munții Călimani, hărți lucrate în concepția existenței maselor intruzive anterioare vulcanismului. Lui Z. Török i se datorește o sinteză a datelor cartografice la scara 1 : 200 000 ; din aceasta poate fi reținută separarea principalelor complexe de roci vulcanice („faciesuri" în terminologia sa) ca și delimitarea răspîndirii lor pe teren, dar trebuie reconsiderată întreaga parte privind „masivele subvulcanice preefuzive".

Atît din lucrările autorilor menționați, cît și din cercetările pe care geologii din cadrul Comitetului geologic le-au început în ultima vreme aici, se poate conchide că formațiunile ceva mai vechi identificate în Munții Gurghiului se dezvoltă foarte puternic în această regiune. Este neîndoielnic că racordarea zonelor de la sud și de la nord de Mureș va putea fi făcută în bune condiții.

Ca urmare a apariției unui nivel mai profund în Munții Călimani, aici se găsesc și aspecte de mineralizare mai interesante ; prezența aurului în aluviuni constituie o indicație concludentă în ceea ce privește posibilitatea existenței filoanelor hidrotermale, ca și a accesibilității lor.

Ca și în Munții Harghita, în Munții Călimani, sînt cunoscute urme ale activității fumaroliene și solfatariene ; în zonele cele mai înalte ale lor a fost întîlnit sulf nativ și hematit în cantități reduse.

CONCLUZII

În afară de ideile principale deja menționate pînă acum privind : *a*) natura fundamentului, *b*) formele de manifestare a fenomenelor vulcanice și *c*) existența unor momente vechi de activitate vulcanică — corespunzînd complexului vulcanogen-sedimentar, urmat de o profundă eroziune — din întreagă această expunere se mai poate desprinde o concluzie cu caracter general ; este vorba de apariția unor nivele din ce în ce mai profunde ale

[1]) Lucrările citate în bibliografie nu reprezintă decît o mică parte din contribuțiile, publicate sau în manuscris, ale lui Z. Török, I. Treiber și A. Götz.

structurilor vulcanice cu cît se înaintează de la sud spre nord. Este demn de remarcat acest lucru deoarece în nord-vestul Munților Călimani, în Munții Bîrgăului și Țibleșului sînt cunoscute formațiuni hipoabisale propriu-zise, probabil, pentru ca, în continuare, în regiunea Baia-Mare să se revină la aspectele pur extruzive ale activității magmatice. Această regiune intermediară între cele două mari zone vulcanice se dovedește a se individualiza foarte bine din acest punct de vedere. Este însă această situație rezultatul erodării unei suprastructuri vulcanice sau rezultatul unei forme de manifestare deosebite a magmatismului?

ВОПРОСЫ ТРЕТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В ГОРАХ КЭЛИМАНЬ-ГУРГИУ-ХАРГИТА

РЕЗЮМЕ

Автор приводит современные сведения относительно геологической структуры горной цепи Кэлиманъ-Гургиу-Харгита, давая краткий обзор главных опубликованных и рукописных работ, относящихся к этому вопросу. Фундамент, на котором залегают вулканические образования, сложен из осадочных пород неогена; масса кристаллических пород оси восточных Карпат резко опускается к Западу. Эруптивные породы полно-кристаллического характера, которые выходят в нескольких местах, представляют более новые формации, чем экструзивные материалы.

Первые вулканические явления в горах Кэлиманъ-Гургиу-Харгита по всей вероятности современны началу вулканической деятельности в других областях РНР, несмотря на тот факт, что в этой зоне могут быть видимы только самые новые продукты извержения. Некоторые наблюдения указывают на продолжение вулканической деятельности до четвертичного периода включительно.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематический предполагаемый разрез кальдера (кратера взрыва) Фынчел-Лэпушка. *F*, фундамент, *1*, вулкано-седиментарный комплекс; *2*, возможные другие продукты; *3*, андезит с коричневой роговой обманкой; *4*, андезит с зеленой роговой обманкой; *5*, нижние пирокластические породы; *6*, андезит с зеленой распространившейся роговой обманкой и пироксеном.

PROBLÈMES DU VOLCANISME TERTIAIRE DANS LES MONTS CĂLIMANI — GURGHIU — HARGHITA

RÉSUMÉ

L'auteur présente les connaissances actuelles sur la structure géologique de la chaîne montagneuse Călimani — Gurghiu — Harghita et passe en revue les principaux travaux, publiés ou manuscrits, ayant trait à cette région.

Le fondement sur lequel se déposent les produits volcaniques est constitué de roches sédimentaires néogènes ; la masse de roches cristallines de l'axe des Carpates Orientales s'affaisse très rapidement vers l'ouest. Les roches éruptives à caractère holocristallin qui apparaissent dans certains points représentent des formations plus récentes que les produits extrusifs.

Les premières manifestations du volcanisme dans les monts Călimani — Gurghiu — Harghita correspondent, probablement, aux débuts de l'activité volcanique dans les autres régions de la R. P. Roumaine ; toutefois ce ne sont que les produits les plus récents qui y sont visibles. Certaines observations indiquent une prolongation de l'activité volcanique jusqu'au Quaternaire.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Coupe schématique hypothétique de la caldeira Fîncel — Lăpușna. *F*, Fondement. *1*, Complexe volcanogène-sédimentaire ; *2*, autres produits éventuels ; *3*, andésite à hornblende brune ; *4*, andésite à hornblende verte ; *5*, pyroclastites inférieures ; *6*, andésite à hornblende verte résorbée et pyroxène.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., *Curs de geologie generală. I. Fenomene magmatice*, București, 1946.
2. ATANASIU I. și LOBONȚIU E., *Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1926, **IX**.
3. ATHANASIU SAVA, *Studii geologice în districtul Suceava. II. 1. Călimani și Bazinul Negrei. 2. Tufurile trahitice de pe pîrîul Drăgoesei și Dealul Glodului*, Bul. Soc. Șt., 1898, **VII**.
4. AVRAMESCU C. și SLĂVOACĂ D., *Cercetări geologice și hidrogeologice asupra Lacului Sf. Ana*, Comunicările Acad. R.P.R., 1956, **VI**, *3*.
5. CLOOS H., *Einführung in die Geologie*, Berlin, 1936.
6. GRIGORE I., *Studiu geologic și petrografic asupra Munților Gurghiului*, București, 1957.
7. HAUER FR. u. STACHE G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
8. HERBICH FR., *Zur Verbreitung der Eruptivgesteine Siebenbürgens*, Cluj, 1873.
9. NICHITA O., *Etude préliminaire et chimique de la région des vallées Neagra et Haita*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1935, **XX**.
10. PÁLFY M., *Petrographische Studien über die Andesite des Harghita Gebirges*, Orv. term. tud. -ért., 1895, **XX**.
11. RĂDULESCU D., *Asupra prezenței formațiunilor subvulcanice în Munții Călimani—Gurghiu—Hărghita*, Anal. Univ. Buc., seria geol. — geogr., 1960, *23*.
12. RĂDULESCU D., VASILESCU AL. și PELTZ S., *Cercetări geologice în partea de S a Munților Gurghiu*, Dări de seamă Com. geol., 1958—1959, **XLV** (sub tipar).
13. — *Marea calderă Fîncel—Lăpușna din Munții Gurghiu*, Dări de seamă Com. geol., 1959—1960, **XLVI** (sub tipar).
14. RICHTHOFEN FR. u. HAUER FR., *Studien aus den Ungarisch-siebenbürgischen Trahytgebirgen*, Jahrb. k. k. geol. R. A., 1860, **XI**.
15. RITTMANN A., *Vulkane und ihre Tätigkeit*, Stuttgart, 1836.
16. SAVUL M., *La bordure orientale des monts Călimani*, An. Inst. geol. Rom., 1938, **XIX**.
17. SAVUL M. et MASTACAN G., *Les dacites et la succession des éruptions volcaniques dans la région est des Monts Călimani*, C. R. Acad. Sci. Roum., 1939, **III**, *2*.
18. STANCIU V., *Linia de eruptiv Hărghita*, Lucr. Inst. geogr. Univ. Cluj, 1937, **VI**.
19. SZÁDECZKY J., *Munții vulcanici Hărghita-Călimani*, Dări de seamă. Inst. geol. Rom., 1930, **XVI**.
20. SZÁDECZKY-KARDOSS E., *Erzverteilung und Kristallinität der Magmagesteine im Innerkarpatischen Vulkanbogen*, Univ. Sopron. Mitt. berg. hütt. Abt., 1941, **XIII**.

21. TÖRÖK Z., *Das Eruptivum und die den Untergrund bildenden Formation des Kelemen-Gebirges mit besonderer Rücksicht auf deren Tektonische Bewegung*, Muz. Füz., 1943, **I**, *4*.
22. — *Date noi asupra naturii maselor subvulcanice din Munții Călimani*, Dări de seamă Com. geol., 1956, **XL**.
23. — *Problemele teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe*, Stud. și cercet. geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1956, **VII**, *1—4*.
24. TREIBER I., *Cercetări geologice în Munții Călimani*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1949 — 1950, **XXXVII**.
25. — *Studiul petrografic al formațiunii subvulcanice din regiunea Zebracului (Munții Călimani)*, Stud. și cercet. șt., Acad. R. P. R., Filiala Cluj, 1954, **V**, *1—2*.
26. VENDEL M., *Studien aus der jungen Karpatischen Metallprovinz*, Univ. Sopron. Mitt. berg. hütt. Abt., 1941, **XVI**.

CHIMISMUL ZĂCĂMINTELOR DE FIER DIN PARTEA CENTRALĂ ESTICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂI

II. ELEMENTELE MINORE

DE

H. KRÄUTNER şi FLORENTINA KRÄUTNER

Comunicare prezentată de M. SAVUL, *membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 20 noiembrie 1961*

A. ELEMENTELE MINORE DIN ROCILE CONSTITUENTE ALE ZĂCĂMINTELOR DE FIER

Analizele spectrale care stau la baza consideraţiilor noastre au fost executate de C. Udrescu în Laboratorul de spectrografie al Întreprinderii de prospecţiuni şi laboratoare. Ele dau unele indicaţii cu totul generale asupra distribuirii şi repartizării elementelor minore în diferitele roci constituente ale zăcămintelor de fier din cristalinul epimetamorfic al părţii centrale estice a Masivului Poiana Ruscăi (tabelele nr. 1, 2, 3 şi 4).

Elementele minore din rocile faciesului carbonatic (siderite, ankerite, parankerite şi dolomite) sînt reprezentate îndeosebi prin elemente litofile — Ba şi Sr — legate genetic de Ca şi Mg. O dată cu creşterea conţinutului în Fe se produce o îmbogăţire relativă a Ba faţă de Sr. Dintre elementele sulfofile, Cu este prezent în toate rocile, indiferent de faciesul sedimentar iniţial căruia aparţin. Restul elementelor sulfofile pare a proveni în special din sulfurile ce intră în compoziţia rocilor faciesului carbonatic ; de exemplu prezenţa Zn şi Cd în sideritele cu blendă de la Vadul-Dobrii, sau a Pb în sideritele şi ankeritele cu galenă de la Teliuc.

Diferenţa în conţinutul de elemente minore dintre carbonatitele zăcămintelor şi rocile masivului dolomitelor de Hunedoara reprezintă probabil o consecinţă a genezei diferite a celor două grupe de roci carbonatice. Primele, care au luat naştere dintr-o precipitare chimică ce alterna

Tabelul

Probele

Roci din zăcămintele de fier

1—(453)	siderit cu magnetit	mina Teliuc—oriz. 180
2—(455)	siderit	,, ,, ,, ,,
3—(482)	siderit cu magnetit	,, ,, ,, ,,
4—(516)	siderit cu pirită	mina Ghelar—oriz. V
5—(518)	siderit negru grafitos	,, ,, ,, ,,
6—(519)	,, ,, ,, ...	,, ,, ,, ,,
7—(681)	siderit	mina Vadul-Dobrii—oriz. II-abataj
8—(680)	,, ...	,, ,, ,, ,, ,, ,,
9—(675)	,, ...	,, ,, ,, ,, ,, ,,
10—(75)	porfiroblaste ankeritice	mina Teliuc—oriz. III cariera
11—(410)	ankerit alb	,, ,, ,, VI, gal. 10
12—(474)	dolomit cenuşiu	mina Teliuc—oriz. 180
13—(476)	,, ,, ...	,, ,, ,, ,,
14—(523)	,, ,, ...	mina Ghelar—oriz. V
15—(547)	limonit albastru	cariera Ghelar
16—(300)	limonit	,, Teliuc
17—(—)	,, ...	,, ,,
18—(986)	Fe-antofilit	mina Nicolson—oriz. III
19—(562)	stilpnomelan	mina Mihail-cariera—oriz. VI
20—(717)	,, ,, ...	,, ,, ,, ,,

Dolomite de Hunedoara (după V. C. Papiu şi colaboratori)

21—	dolomit masiv alb-cenuşiu	masivul dolomitelor de Hunedoara
22—	dolomit şistos	,, ,, ,,
23—	dolomit silicios	,, ,, ,,

Şisturi (după V. C. Papiu şi colaboratori)

24—	cuarţit	complexul şisturilor tufogene
25—	şist cloritos	,, ,, ,,

Cristalele de magnetit din

26—	siderit cu magnetit	mina Vadul-Dobrii—oriz. IV suitor 18
27—	,, ,, ,, ...	,, ,, ,, ,, ,, ,, ,,

Tabelul

Elementele minore din rocile zăcămintelor de fier

Siderite									Ankerite		Dolomite din zăcăminte		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ba Cu	Ba Cu	Cu Zn	Cu	Cu	Cu Ba Sr	Zn Cu Pb Ag Cd Ba Bi Ti	Cu Zn Ag Ba Bi	Cu Zn Pb Ag Ba	Sr Cu Ba	Sr Ba Bi	Cu Zn Sr	Sr Ba Cu	Cu Zn Pb Sr Ba

nr. 1

analizate

28—	siderit cu magnetit	mina Teliuc-oriz. 180—transv. principală N
29—	dolomit ,, ,, ...	Vadul-Dobrii şanţ mina Faur
30—	şist tufitogen cu magnetit	Dealul Vlădeasca—şanţ ISEM
31—	,, ,, ,, ,, ...	,, ,, ,, ,,
32—	,, ,, ,, ,, ...	valea Iazuri-afloriment
33—	,, ,, ,, ,, ...	mina Zîmbroanie
34—	,, ,, ,, ,, ...	valea Govăjdia—sonda ISEM
35—	,, ,, ,, ,, ...	valea Bîrzavei (Drocea)
36—	clinoclor cloritit cu magnetit	Vadul-Dobrii (V de Dealul Muncel)
37—	cuarţit cu magnetit	Iazuri—şanţ
38—	,, ,, ,, ...	Cerbăl—gal. ISEM
39—	rocă magnetitică	mina Teliuc — oriz. 180
40—	hematit din itabirit	Iazuri—şanţ
41—	rocă antofilitică cu magnetit	mina Nicolson — oriz. III
42—	itabirit	mina Teliuc — oriz. 180

Cristale de pirite din

43—	rocă magnetitică cu pirită	mina Grenzenstein — oriz. III
44—	,, ,, ,, ,, ...	,, ,, ,,
45—	,, ,, ,, ,, ...	,, ,, ,,
46—	siderit cu pirită	mina Teliuc — oriz. 180
47—	,, ,, ,, ...	,, ,, ,,
48—	siderit cu mispichel.	,, ,, ,,
49—	ankerit cu mispichel	mina Ghelar — oriz. IV
50—	şist sericitos-grafitos calcaros cu pirită .	afluent stîng al văii Iazuri
51—	şist cloritos cuarţitic cu magnetit şi pirită.	valea Inorii — sonda ISEM
52—	şist tufitogen calcaros cu pirită	mina Mihail — oriz. VII — gal. de transport
53—	stilpnomelanitite cu pirită	,, ,, — cariera — oriz. VI
54—	pirită mobilizată	mina Vadul-Dobrii — oriz. II
55—	siderit cu pirită	mina Teliuc — cariera
56—	filon de cuarţ cu pirită (în siderit). . .	,, ,, ,,
57—	cuarţite limonitice cu clorit şi pirită . .	mina Filimon — halda — oriz. inferior
58—	şist tufitogen calcaros cu pirită	mina Mihail — oriz. III — gal. de transport
59—	galenă din ankerit cu galenă	mina Teliuc

nr. 2

(analize spectrale calitative executate de C.Udrescu)

Limonite			Silicaţi de fier			Dolomite de Hunedoara			Şisturi	
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Ba	Zn	Cu	Cu	Ba	Ba	Cu	Cu	Sr	V	V
Sr	Cu	Ba	Zn	Ti	V	Pb	Pb	Ba	Ti	Cu
Cu		Ti		V	Zn	Sr	Sr	Cu	Co	Ti
				Zn	Cu	Ba	Ba	Ag	Cu	Cr
				Cu		Ag	Ag	B	Zn	Ba
				Ni		Ti	Ti	Ti	Sr	Zn
						B	B	Sb	Ni	S
									Pb	
									Cr	
									B	

Tabelul

Elementele minore din cristalele de magnetit şi pirită

Magnetite																
26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
Si	Si	Si	Si	Ca	Si	Si	Si	Si	Si	Ca	Ca	Si	Ca	Si	Si	
Ca	Ca	Ca	Ca	Si	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Mg	Si	Ca	Mg	Ca	Ca	Si
Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Si	Mg	Mg	Si	Mg	Mg	Ca
Mn	Mn	Mn	Mn	Al	Mn	Mn	Mn	Mn	Al	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mg
Al	Al	Al	Al	Mn	Al	Al	Al	Al	Mn	Al	Al	Al	Al	Al	Al	Mn
Ti	As	Cu	As	Ti	Ti	Ti	Ti	Ti	Ti	As	Cu	As	Ti	Ti	Ti	
As	Cu	Pb	Ti	Cu	Cu	V	V	As	V	Ti	Zn	Ti	As	Cu	Cu	Al
Cu	Zn	As	V	Zn	Zn	Cu	Ni	V	Ni	V	Pb	V	Cu	V	Pb	Sr
Zn	Pb	Ti	Cu	Pb	Pb	Zn	Cr	Cr	Cr	Cr	Ti	Ni	Ba	Zn	As	Cu
Pb	Ti		Zn	V	V	Pb	Cu	Ni	Cu	Ni	V	Cu	Sr	Pb		
±V	V		Pb	Ni	Ni	Ni	±Pb	Cu	Zn	Pb		Pb	±Pb	Cr		
			Co	Co	Co	Co	±Zn	Pb	Pb			Zn	±Co			
						As		Zn								
						±Cr		P								

cu sedimentarea unui material terigen, sînt mai sărace în elemente minore decît masivul dolomitic care, reprezentînd un vechi recif metamorfozat, este de origine organică [1]).

Cele trei analize de silicaţi de fier arată că stilpnomelanele găzduiesc cu precădere V pe lîngă Ti, Zn, Ni, Cu, pe cînd autofilitele, mai sărace în elemente minore, conţin în special Zn.

Numărul relativ restrîns al elementelor minore din rocile zăcămintelor de fier ar putea constitui o indicaţie asupra absenţei în general a proceselor de acumulare coloidală din timpul sedimentării, rolul principal revenind deci precipitărilor chimice.

B. ELEMENTELE MINORE DIN CRISTALELE DE MAGNETIT ŞI PIRITĂ

O importanţă deosebită a fost acordată elementelor minore din cristalele de magnetit şi pirită, prezente în cantităţi variabile în rocile zăcămintelor de fier şi în unele şisturi epimetamorfice. În acest scop cristalele de magnetit şi pirită din rocile faciesurilor de carbonaţi, oxizi şi din şisturi cloritoase tufogene cu magnetit au fost separate pe cale magnetică [2]) sau mecanică alegîndu-se sub binocular cristalele curate, fără aderenţă de impurităţi.

Pentru a înlătura eventualele neomogenităţi dintre spectre s-au folosit în locul intensităţii liniilor diferitelor elemente valori invers proporţionale cu diferenţele de intensitate faţă de liniile fierului a căror înnegrire poate fi considerată constantă pentru conţinuturile ridicate de Fe din

[1]) V. C. Papiu, M. Duţu, A. Popescu şi V. Serafimovici, *Raport geologic asupra masivului dolomitelor de Hunedoara*, Arh. Com. geol., 1959.

[2]) Separaţiile magnetice ale cristalelor de magnetit din rocă au fost executate de Florea (IMT).

nr. 3

(analize spectrale executate de C. Udrescu)

Pirite																Galenă
43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
Mg	Mg	Si	Mg	Mg	As	Si	As	Mg	Si	As	Si	Pb	Pb	Ca	Ti	Pb
Si	Si	Co	Si	Si	Mg	Mg	Mg	Si	Mg	Mg	Co	Mg	Mg	Si	Mg	Ag
Ca	Ca	Mg	Ca	Al	Si	Al	Si	Al	Al	Si	Mg	Ca	Ca	Mg	Ca	Fe
Al	Al	Ca	Al	Ca	Al	Ti	Al	Ti	Ti	Al	Ca	Mn	Mn	Cu	Si	Bi
Mn	Mn	Al	Mn	Mn	Ca	As	Ca	Ca	Co	Ca	Al	Si	Si	Al	Cu	Ca
Co	Co	Mn	Ba	Ba	Mn	Pb	Mn	Mn	Ca	Mn	Mn	Ba	Ba	Ba	Al	Ba
Cu	Cu	Pb	As	As	Ba	Zn	Co	Co	Mn	Cu	As	Al	Al		Mn	Mg
As	As	Cu	Cu	Cu	Pb	Ba	Sb	As	Ni	Sb	Ni		V		Pb	Si
Ni	Ni	As			Cu	Mn	Ni	Cu	As	Pb	Cu				Ba	Mn
Ba		Ni				Ba	Te	Pb	Cu		Ba					
		Ba				Co	Cu		Zn							
						Cu			Pb							
						Ni			Ba							

Tabelul nr. 4

Elementele minore din principalele tipuri de roci constituente ale cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscăi

1. Şisturi şi cuarţite	Ti, Ni, Cr, Co, V	Cu, Zu, Pb	Ba, Sr, B
2. Dolomite de Hunedoara	Ti	Cu, Pb, Ag, Sb	Sr > Ba B
3. *Roci din zăcămintele de Fe*			
a. Siderite	± Ti	Cu, ± Pb, (Ag, Bi) ± Zu, (Cd)	Ba > Sr
b. Ankerite	–	Cu, ± Pb, (Bi)	Ba, Sr
c. Dolomite	–	Cu, ± Zn, ± Pb	Sr > Ba
d. Itabirite	Ti, ± V	Cu	Ba
e. Limonite	± Ti	Cu ± Zn	Ba, Sr
f. Silicaţi feriferi	± Ti ± V	Zn ± (Cu, Ni)	Ba

magnetit şi pirită. În consecinţă, lungimea segmentelor din figura 1 este proporţională cu valorile logaritmice ale concentraţiilor, putîndu-se folosi numai pentru compararea participării relative pentru fiecare element în parte, fără să dea vreo indicaţie asupra raporturilor dintre diferite elemente.

a. CRISTALELE DE MAGNETIT

Analizele spectrale scot în evidenţă o diferenţiere microchimică între magnetitele rocilor carbonatice, ale rocilor faciesului de oxizi şi celor ale şisturilor tufogene (tabelul nr. 5). Astfel, magnetitele din carbonatite sînt lipsite de elemente din grupa feridelor, cu excepţia Ti şi uneori a V, titanul apărînd însă mereu în cantităţi subordonate acelora din şisturi. În magnetitele din rocile faciesului de oxizi apar dintre elementele siderofile numai Ti şi V, pe cînd magnetitele şisturilor sînt mult mai bogate în feride (Ti, V, Cr, Co, Ni). Elementele litofile şi calcofile sînt prezente în toate probele, fără a lăsa să se întrevadă o diferenţiere după rocile diferitelor faciesuri

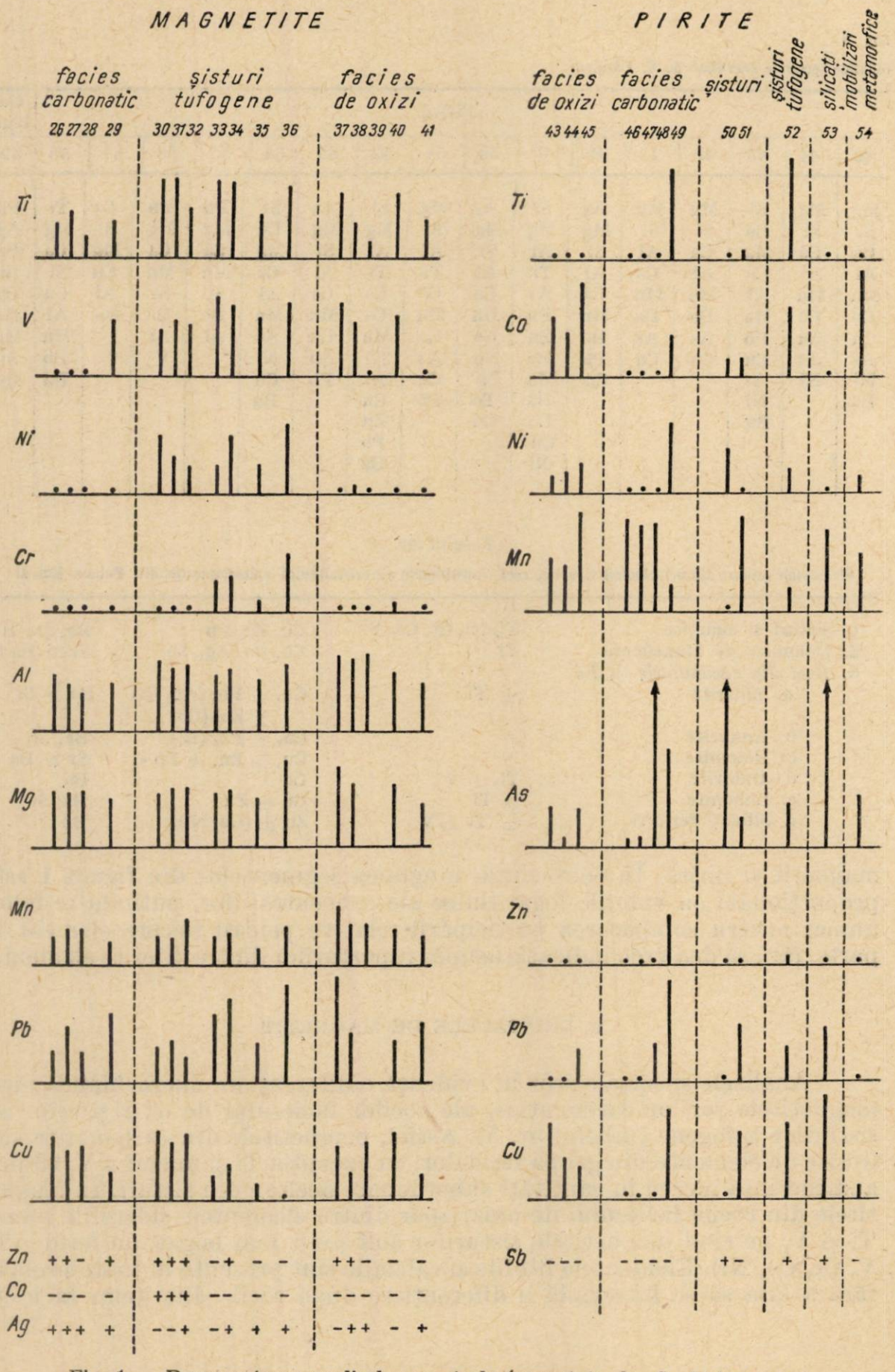


Fig. 1. — Reprezentarea analizelor spectrale (executate de C. Udrescu).

inițiale de sedimentare. Probabil că ele provin în cea mai mare parte din incluziuni ale cristalelor de magnetit.

Tabelul nr. 5

Elementele siderofile din cristalele de magnetit

Faciesul carbonatic (siderite)	Faciesul de oxizi (magnetit + hematit, acumulări în șisturi, cuarțite, itabirite)	Șisturi cloritoase tufogene	Cloritite rezultate din ultrabazite
Ti	Ti	Ti	Ti
± V (urme)	V	V	V
—	—	Ni	Ni
—	—	± Cr	Cr
—	—	± Co	—
			Mg

În cadrul carbonatitelor se constată că magnetitele sideritelor de la Vadul-Dobrii [1]) sînt relativ mai bogate în Ti și în Zn, elemente care lipsesc în cele de la Teliuc.

Dintre șisturi, grupul de la Iazuri se diferențiază de șisturile cloritoase tufogene de la mina Zîmbroanie și sonda Govăjdia.

Șisturile de la Iazuri reprezintă roci cloritoase, sericitoase, epidotice cu magnetit, provenite din metamorfozarea regională a unor argile, argile marnoase și marne nisipoase sau aleuritice. Magnetitele lor conțin Co, iar Al, Cu, Zn în cantitate mai mare decît cristalele de magnetit ale șisturilor tufogene și tufitogene (provenite din metamorfozarea unor tufuri și tufite bazice), caracterizate prin prezența Cr și a V, Pb în cantități relativ mai ridicate. Putem întrevedea deci posibilitatea recunoașterii în unele cazuri a naturii materialului inițial din care au provenit șisturile cristaline.

După cum se poate ușor observa, diferențierea însemnată apare între cristalele de magnetit din rocile constituente ale zăcămintelor de fier (sărace în feride) și cele ale șisturilor tufitogene și ale cloritităților [2]) (bogate în feride). Avînd în vedere condițiile similare de metamorfism care au generat aceste roci, cauza deosebirilor menționate trebuie căutată în compoziția inițială a sedimentului din care au luat naștere rocile cu magnetit în urma blastezei [3]).

Astfel, de exemplu, prezența V în cristalele de magnetit ale acumulărilor ferifere în facies de oxizi și lipsa — sau prezența sa sporadică — în

[1]) Sideritele de la Vadul-Dobrii conțin blendă.

[2]) Roci formate în timpul metamorfismului regional prin metasomatoză alumomagneziană la contactul serpentinelor cu șisturile (O. Maier, M. și G. Mureșan, H. și Fl. Kräutner — 1959).

[3]) Ideea dependenței conținutului de Ti din magnetite în funcție de materialul inițial a fost exprimată în 1959 de V. Marmo (2) în urma analizării prezenței Ti în cristalele de magnetit din diferite roci.

magnetitele carbonatitelor trebuie înţelese ca o consecinţă a faptului că V a fost reţinut în sedimentele hidroxidice şi oxidice de fier, pe cînd mîlul carbonatic adsorbea în special P, mereu prezent în rocile carbonatice ale zăcămintelor (1), (5).

Prezenţa Ti, Ni, Cr, V în cristalele de magnetit ale şisturilor provenite din metamorfozarea regională a unor tufite bazice, implică pentru aceste elemente, şi deci pentru cel puţin o parte a fierului asociat cu ele, o origine vulcanică.

Absenţa feridelor de origine vulcanică din magnetitele carbonatitelor şi în special din acumulările lenticulare de magnetit din şisturile tufogene de la Iazuri şi Cerbăl ar putea constitui un indiciu asupra provenienţei diferite, de pe continent, a fierului din aceste acumulări, ce ating uneori concentraţii exploatabile. În consecinţă, ar trebui să ne imaginăm simultan un aport de fier vulcanic şi de natură terigenă în bazinul marin de sedimentare, cel vulcanic dînd naştere magnetitelor din şisturile de natură tufogenă, fără a fi în cantităţi suficiente pentru a putea forma concentraţii de interes economic, care au luat naştere datorită unui aport terigen de fier însoţit parţial de Mn. Acest punct de vedere ar coincide cu constatarea faptului că o mare parte, dar nu toate zăcămintele de fier din epizona Masivului Poiana Ruscăi, se află intercalate în şisturi tufogene şi că intercalaţiile de şisturi din cadrul zăcămintelor sînt, de obicei, de natură terigenă.

Întrucît elementele siderofile ale cristalelor de magnetit din şisturile tufogene s-ar putea datora înglobării lor selective în reţeaua magnetitului în urma blastezei generale din timpul metamorfismului, conţinutul în elemente minore din cristalele de magnetit ar oglindi deci participarea elementelor respective în sedimentul iniţial.

Cu toate că prezenţa elementelor litofile (în special Si şi Ca) trebuie privită cu rezervă, deoarece provin în mare parte din incluziunile frecvente în cristalele de magnetit, pare interesant conţinutul ridicat în Mg al magnetitelor din clinoclor-cloritite de la Vadul-Dobrii, roci formate în timpul metamorfismului regional în urma unor procese de metasomatoză alumino-magneziană la contactul serpentinitelor cu şisturile [1]). Acest proces se reflectă în compoziţia cristalelor de magnetit prin substituirea izomorfă (în urma asemănărilor dintre razele ionice—4) a unei cantităţi mai mari de Fe^{++} cu Mg^{++} în reţeaua spinelului.

Participarea cantitativă relativ mai redusă a elementelor minore în magnetitele şisturilor tufitogene din seria de Păiuşeni a cristalinului Masivului Drocea poate fi înţeleasă ca o expresie a metamorfismului mai slab căruia au fost supuse sedimentele iniţiale. În această accepţie în cadrul unei serii izochimice posibilitatea cantitativă de înglobare şi substituire izomorfă a elementelor minore în cristalele de magnetit este determinată de gradul de metamorfism, în timp ce prezenţa lor este condiţionată de existenţa elementelor respective în sedimentul iniţial supus metamorfismului.

---

[1]) I. şi E. Bercia, H. şi Fl. Kräutner, O. Maier, M. şi G. Mureşan, Gh. Neacşu şi C. Chivu, *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ruda—Poiana Crivina—Bătrîna—Socet—Cerbăl—Sohodol (Poiana Ruscăi)*, Arh. Com. geol., 1959.

b. CRISTALELE DE PIRITĂ

Analizele spectrale arată, ca şi în cazul magnetitelor, o diferenţiere microchimică a cristalelor de pirită din rocile diferitelor faciesuri iniţiale de sedimentare (tabelul nr. 6). Astfel piritele din rocile faciesului de oxizi (roci magnetitice) conţin Co şi Ni, elemente care lipsesc în piritele carbonatitelor ferifere sau ale rocilor constituite din silicaţi de fier.

Întrucît elementele sulfofile din rocile sideritice formează combinaţii separate cu sulful (de exemplu galena în sideritele de la Teliuc sau blenda în sideritele de la Vadul-Dobrii), piritele acestor roci sînt sărace în elemente minore. Ele conţin Mn, As şi cîteodată Pb. Prezenţa Cu, Zn, Pb şi uneori a Co, Ni a fost constatată numai în mispichel.

În cazul existenţei Co şi Ni în rocile faciesului de oxizi (Grenzenstein — Ghelar), aceste elemente se acumulează în faza sulfurică din rocă şi numai în absenţa sulfului sînt înglobate în cristalele de magnetit.

Lipsa în general a elementelor de natură vulcanică în rocile diferitelor faciesuri iniţiale de sedimentare din zăcăminte se constată deci în pirite, ca şi în cristalele de magnetit.

Tabelul nr. 6

Elementele siderofile şi sulfofile din cristalele de pirită

Faciesul carbonatic (siderite)	Faciseul de oxizi (magnetitite)	Faciesul de silicaţi stilpnomelan	Şisturi tufogene	Pirite (din mobilizări metamorfice)
—	—	—	Ti	Ti
—	Co	—	Co	Co
—	Ni	—	Ni	Ni
—	—	—	—	± V
—	Cu	Cu	Cu	Cu
± Pb	± Pb	Pb	Pb	Pb
—	—	—	± Zn	Zn
As	As	As	As	As
Mn	Mn	Mn	Mn	Mn
PbS ZnS				

Spre deosebire de cristalele de pirită din rocile constituente ale zăcămintelor, cele din mobilizări hidrotermal metamorfe şi piritele şisturilor tufitogene sînt mai bogate în elemente minore.

Pirita apare în şisturile tufogene şi tufitogene în locul cristalelor de magnetit, ca o consecinţă a instalării locale a unor condiţii reducătoare în cadrul mediului iniţial de sedimentare (Mihail — Ghelar). Prezenţa în aceste cristale de pirită a aceloraşi elemente siderofile (Ni, Co, V, Ti) ca şi în magnetitele şisturilor tufogene le deosebeşte net de piritele rocilor

din zăcăminte şi confirmă natura vulcanică a materialului din care au luat naştere prin blasteză.

Mai trebuie semnalată apariţia Sb în piritele bogate în As din şisturi, a Te din pirita arseniferă a şisturilor sericitografitoase calcaroase de la Iazuri, ca şi variaţia inversă a Ni şi Co în pirite în general.

Piritele cristalizate din mobilizări hidrotermal metamorfe sînt îmbogăţite în diferite elemente minore în urma dizolvărilor şi migrărilor selective din timpul metamorfismului.

K. Rankama şi Th. G. Sahama (3) atrag atenţia asupra diferenţierilor microchimice existente între piritele sedimentare, care după cercetările lui C. W. Carstens (1941—1943) conţin C, As, Mn, P, şi cele din filoanele hidrotermale caracterizate prin prezenţa Ag, Cu, Zn, Se. Conţinuturile sistematice în Mn, As, ca şi absenţa Ag, Zn, Se în cristalele de pirită din rocile zăcămintelor de fier şi a şisturilor din cristalinul epimetamorfic al Masivului Poiana Ruscăi confirmă deci natura lor sedimentar-metamorfică.

ХИМИЗМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА НА ВОСТОКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАССИВА ПОЯНА РУСКЭЙ

II. НИЗШИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

РЕЗЮМЕ

Было установлено, что породы карбонатной фации залежей железа в эпизоне массива Пояна Рускэй содержат главным образом литофильные элементы, в то время как породы, представляющие фации окислов, характеризуются присутствием сидерофильных элементов. Кристаллические сланцы туфогенного комплекса и метаморфизированные рифовые доломиты отличаются большим содержанием низших элементов.

Изучение содержания низших элементов в кристаллах магнетита и пирита показало наличие некоторых микрохимических отличий, в зависимости от начальных фаций отложения. Присутствие низших элементов позволяет предположить терригенное происхождение накоплений железа.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Графическое изображение спектральных анализов (проведенных К. Удреску).

CHIMISME DES GISEMENTS DE FER DE LA PARTIE ORIENTALE CENTRALE DU MASSIF POIANA RUSCĂI

II. ÉLÉMENTS MINEURS

RÉSUMÉ

Les auteurs constatent que les roches du faciès de carbonates des gisements de fer de l'épizone du massif Poiana Ruscăi contiennent, en général, des éléments lithophiles, alors que celles du faciès d'oxydes se caractérisent par la présence des éléments sidérophiles. Les schistes cristallins du complexe tufogène et les dolomies récifales métamorphosées sont plus riches en éléments mineurs.

L'observation de la teneur en éléments mineurs des cristaux de magnétite et de pyrite a révélé l'existence d'une différenciation microchimique, en fonction des faciès initiaux de sédimentation. La présence des éléments mineurs donne certaines indications sur la nature terrigène des accumulations de fer.

EXPLICATION DE FIGURE

Fig. 1. — Représentation des analyses spectrales (exécutées par C. Udrescu).

BIBLIOGRAFIE

1. KRĂUTNER H. şi KRĂUTNER FLORENTINA, *Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a Masivului Poiana Ruscăi. I. Elementele majore*, Stud. şi cercet. de geol., 1962, **VII**, *1*.
2. MARMO V., *On the TiO_2 content of magnetites as a petrogenetic hint*, Am. J. Sci., 1959, **257**, 144—149.
3. RANKAMA K. a. SAHAMA TH. G., *Geochemistry*, Univ. of Chicago Press, 1952.
4. SAUKOV A. A., *Geochimie*, Ed. tehnică, Bucureşti, 1954.
5. SAVUL M. şi IANOVICI V., *Chimismul şi originea rocilor cu mangan din cristalinul Bistriţei*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Seria geologie-geografie, 1957, **II**, *1*, 117—169.

PIRITA ŞI MISPICHELUL DE LA BAIA-BORŞA

DE

I. IMREH şi GABRIELA IMREH

Comunicare prezentată de M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 20 noiembrie 1961

Între anii 1862 şi 1929 o serie de cercetători (1), (7), (14) s-au ocupat cu descrierea morfologică sumară a piritei de la Baia-Borşa. Cristalelor studiate de aceşti cercetători aparţin numai 4 forme: a {100}, e {210}, o {111} şi s {321}.

În ultimul timp, datorită cercetărilor cristalografice ale lui P. N i g g l i s-au stabilit legăturile dintre morfologia externă şi structura reticulară a mineralului. În noile studii cristalografice, pe lîngă descrierea morfologică, se stabilesc persistenţa formelor, importanţa zonelor şi o serie de alte probleme care în trecut nu au fost abordate.

În lucrarea de faţă, vom prezenta date noi în legătură cu pirita şi mispichelul. Dat fiind faptul că geologia regiunii a fost studiată în mod amănunţit de M. S o c o l e s c u (13) şi de R. D i m i t r e s c u (2), nu vom insista asupra ei, ci ne vom rezuma numai la partea cristalografică.

I. PIRITA

Studiind cristalele colectate de la Baia-Borşa (galeria Socolescu, Masivul Toroiaga), am putut determina următoarele forme:

a	{100}	e	{210}	t	{421}
o	{111}	s	{321}		

Cele 100 de cristale studiate apar în următoarele combinaţii :

Tabelul nr. 1

Combinaţiile formelor

Nr. crt.	a	e	o	s	t	Nr. cristalelor
1	a	—	—	—	—	9
2	a	—	o	—	—	10
3	a	e	o	s	—	64
4	a	—	o	s	t	17

După cum rezultă şi din tabelul nr. 1, pirita de la Baia-Borşa este destul de săracă în combinaţii, cele 100 de cristale studiate apărînd în numai 4 combinaţii diferite. Din tabel mai rezultă că cele mai frecvente sînt cristalele formate din : {100}, {210}, {111} şi {321}.

În ceea ce priveşte valorile de persistenţă, respectiv valorile ce reprezintă mărimea formelor, acestea sînt reprezentate în tabelul nr. 2.

Tabelul nr. 2

Datele statistice ale formelor

Nr. crt.	Simbol	Indici	P	Dominante		De tranziţie		Subordonate		n
				d	D	t	T	s	S	
1	a	{100}	100	80	80	14	14	6	6	100
2	o	{111}	91	6	6,59	45	49,45	40	43,95	91
3	e	{210}	64	3	4,69	30	46,86	31	48,44	64
4	s	{321}	81	5	6,17	32	39,50	44	54,32	81
5	t	{421}	17	—	—	10	58,82	7	41,17	17

Menţionăm că acest tabel, pe lîngă valorile de persistenţă ale piritei, conţine şi noile valori D, T şi S care exprimă mărimea formelor. Aceste valori au fost introduse de noi în studiul cristalografic (5), (6) şi au fost calculate pe baza formulelor :

$$D = d\,\frac{100}{n},\quad T = t\,\frac{100}{n},\quad S = s\,\frac{100}{n}$$

unde : D este valoarea de dominanţă ;
T este valoarea de tranziţie ;
S este valoarea de subordonare ;
d corespunde numărului de cristale pe care s-a găsit forma respectivă în mărime dominantă ;
t corespunde numărului de cristale pe care s-a găsit forma respectivă în mărime intermediară (de tranziţie) ;
s corespunde numărului de cristale pe care s-a găsit forma respectivă în mărime subordonată ;
n corespunde numărului de cristale pe care s-a găsit forma respectivă, indiferent de mărimea ei.

Din tabelul nr. 2 reiese că la pirita de la Baia-Borşa {100} este cea mai importantă formă datorită valorilor mari de persistenţă şi dominanţă (P = 100 ; D = 80). Forma {100} este importantă şi din punct de vedere structural, ceea ce explică persistenţa şi dominanţa ei.

Forme importante sînt următoarele : {111} şi {321}. Ambele au valori de dominanţă aproape identice, numai la valorile de persistenţă se observă o oarecare diferenţă.

Forma {210}, cu valoarea de dominanţă mai mică şi valoarea de persistenţă medie, are o importanţă mai redusă. În literatură figurează ca importanţă imediat după {100} şi {111}.

Forma {421} la cristalele de pirită de la Baia-Borşa are o importanţă foarte mică, dat fiind că feţele formei apar numai în mărime intermediară (T = 58,82) şi subordonată (S = 41,17). Valoarea de persistenţă a acestei forme este relativ mică.

În ceea ce priveşte formele cristalelor de pirită de la Baia-Borşa, acestea apar şi în alte ocurenţe, avînd următoarele valori F (Fundortpersistenz) (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Valorile de persistenţă în ocurenţe

Nr. crt.	Simbol	Indici	F	Nr. ocurenţelor în care a apărut forma
1	a	{100}	91,7	246
2	o	{111}	84,3	226
3	e	{210}	81,7	219
4	t	{421}	33,5	90
5	s	{321}	24,2	65

Valoarea F pentru pirită a fost calculată de noi pe baza datelor bibliografice privind 268 de ocurenţe din lumea întreagă. Comparînd valorile F cu valorile de persistenţă (P) ale formelor cristalelor de la Baia-Borşa, vom constata un oarecare paralelism între ele ; formele cu valori de persistenţă mari au şi valori F mari, excepţie făcînd numai forma {321}. Şi din valorile F reiese că, la pirită, formele cele mai importante sînt {100} şi {111}. În ceea ce priveşte forma {210}, în contrast cu cele constatate de noi la pirita de la Baia-Borşa pe baza valorilor F, are o importanţă de ordinul trei.

Mai recent I. I. Ş a f r a n o v s k i (11) a determinat importanţa formelor cristalelor de pirită cu ajutorul metodei röntgenografice (8). În tabelul nr. 4 vom prezenta această ordine de importanţă. În legătură cu acest tabel, trebuie să menţionăm că, pentru comparare, Ş a f r a n o v s k i mai dă şi importanţa formelor după datele statistice calculată pe baza literaturii de specialitate, respectiv importanţa formelor stabilită după metoda Donnay-Harker (3).

Tabelul nr. 4

Ordinea de importanţă a formelor (după I.I. Şafranovski)

Nr. crt.	Metoda		
	statistică	röntgeno-grafică	Donnay-Harker
1	{100}	{100}	{111}
2	{120}	{120}	{100}
3	{111}	{112}	{112}
4	{113}	{113}	{130}
5	{113}		

Din datele acestui tabel reiese că la cristalele de pirită — în concordanţă cu cele stabilite de noi cu ajutorul valorilor D — cea mai importantă formă este {100}. Este însă interesant că pe cînd ordinea de importanţă stabilită prin metoda statistică sau Donnay-Harker rezervă formei {111} locul 3, respectiv 1, metoda röntgenografică nu acordă acestei forme nici o importanţă. Pentru cristalele de pirită de la Baia-Borşa, bazaţi pe valorile D, am atribuit acestei forme locul 2 în ordinea de importanţă.

P. Hartman şi W. G. Perdok (4) consideră {111} drept o formă de categoria F, ceea ce implicit trebuie să-i dea o importanţă oarecare, deoarece este paralelă cu direcţii structurale importante. Aceşti doi autori, la determinarea importanţei formelor au introdus noţiunea de vector PBC (periodic bond chain vector). Vectorii PBC determină direcţii în cristal (şiruri reticulare) de-a lungul cărora între particule se realizează o forţă de legătură mare. Din acest punct de vedere feţele cristalelor se divid în trei categorii :

1. Feţele F care sînt paralele cu cel puţin doi vectori PBC
2. „ S „ „ „ cu un vector PBC
3. „ K „ „ înclinate pentru vectorii PBC.

Este normal ca formele din categoria F să fie considerate cele mai importante : {100}, {111} şi {120}. Dacă comparăm formele cu valori D ale cristalelor de pirită de la Baia-Borşa cu formele F stabilite de Hartman şi Perdok pentru pirită în general, vom vedea că şi în cazul cristalelor studiate de noi, toate cele trei forme F sînt de importanţă primordială, avînd valori de dominanţă.

ZONELE MAI IMPORTANTE ALE PIRITEI DE LA BAIA-BORŞA

[001] cu formele {210} şi {100}
[$1\bar{2}0$] „ „ {100}, {210}, {321} şi {421}
[$12\bar{1}$] „ „ {210}, {111}, şi {321}
[$01\bar{1}$] „ „ {100} şi {111}

În legătură cu importanţa zonelor piritei nu avem decît cercetări sporadice. În lucrările de pînă acum s-au făcut unele încercări de a determina

importanţa acestora pe baza numărului formelor ce apar în zona respectivă. Zonele mai importante stabilite pe această bază nu corespund însă întrutotul direcţiilor de mică distanţă dintre particulele constitutive ale reţelei cristaline. P. N i g g l i (9) a demonstrat că zonele importante apar paralel cu direcţiile de mică distanţă dintre particulele materiale, respectiv centrele de greutate ale unor grupe ce alcătuiesc reţeaua cristalină. Acestea reprezintă în acelaşi timp şi direcţii cu mare viteză de creştere a cristalelor. Diferitele viteze de creştere în diferitele direcţii ale cristalului vor determina habitusul lui. În aceasta constă importanţa celor constatate de P. N i g g l i.

În structura piritei, după cum se ştie, coordonatele bazale ale fierului sînt : $\left[[000]\right]$, $\left[\left[0\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\right]\right]$, $\left[\left[\frac{1}{2}\ 0\ \frac{1}{2}\right]\right]$, $\left[\left[\frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\ 0\right]\right]$, iar cele din grupa S_2 sînt : $\left[\left[\frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\right]\right]$, $\left[\left[0\ 0\ \frac{1}{2}\right]\right]$, $\left[\left[\frac{1}{2}\ 00\right]\right]$, $\left[\left[0\ \frac{1}{2}\ 0\right]\right]$. Atomii de sulf însă au coordonatele bazale : $\left[\left[\frac{1}{2}-x,\ \frac{1}{2}-x,\ \frac{1}{2}-x\right]\right]$, $\left[\left[\frac{1}{2}+x, \frac{1}{2}+x, \frac{1}{2}+x\right]\right]$, $\left[\left[x,\ \frac{1}{2}-x,\ 1-x\right]\right]$, $\left[\left[x, 1-x, \frac{1}{2}+x\right]\right]$, $\left[\left[\frac{1}{2}-x,\ 1-x,\ x\right]\right]$, $\left[\left[\frac{1}{2}+x, x, 1-x\right]\right]$, $\left[\left[1-x, x,\ \frac{1}{2}-x\right]\right]$, $\left[\left[1-x,\ \frac{1}{2}+x,\ x\right]\right]$, unde $x = \frac{11}{100} \sim 1/8$. Aceste coordonate bazale complicate îngreuiază foarte mult determinarea direcţiilor din cristal cu distanţa mică dintre particulele constitutive ale reţelei cristaline. Astfel se explică pentru ce cercetările de pînă acum — în legătură cu pirita — au atins numai tangenţial probleme ce afectează corelaţia dintre morfologia externă şi structura reticulară. Studiile noastre cristalografice asupra celestinei au arătat că numai pe baza criteriului de mică distanţă dintre particule nu se poate determina importanţa zonelor, deoarece sînt cazuri cînd unele zone se comportă altfel decît ar fi de aşteptat după datele structurale. Acest fapt se datoreşte aşezării acestor zone la intersecţia unor direcţii ce reprezintă axe cu mare viteză de creştere, ceea ce va determina o altă importanţă a zonelor decît cea calculată cu ajutorul datelor structurale. De exemplu [001] la celestină reprezintă un ax în direcţia căruia distanţa dintre particulele de Sr este de 6,84 Å. Ca importanţă — pe baza distanţelor dintre particule — ar urma după [010], adică pe locul 2. Totuşi se poate observa că această zonă în morfologia externă are o importanţă de ordinul 7—10, fiindcă se găseşte la intersecţia zonelor [010] şi [100], ambele fiind direcţii cu viteză de creştere mare, ceea ce va atrage după sine diminuarea mărimii formelor din zona [001], prin aceasta reducîndu-se importanţa acestei zone la formarea habitusului cristalului. Deci la determinarea importanţei zonelor, pe lîngă datele structurale, trebuie luată în considerare şi

influenţa reciprocă dintre zone. Numai astfel se poate descifra legătura dintre morfologia externă şi structura reticulară a cristalului studiat.

P. N i g g l i (9), pentru determinarea importanţei zonelor, a introdus valoarea g care în ultimă instanţă este calculată pe baza valorilor de persistenţă. Această valoare însă nu dă rezultate complet satisfăcătoare, ceea ce a reieşit atît din studiul lui W. S c h i l l y (12), cît şi din studiile noastre (5), (6) asupra celestinei. Din acest motiv în studierea importanţei zonelor noi am introdus valoarea D_z care reprezintă suma valorilor de dominanţă din zona respectivă. În lucrarea citată (6) am arătat prin exemple concrete avantajul valorilor D_z. Totodată am arătat că valorile D_z reflectă importanţa reală a zonelor, deoarece ţin seama şi de influenţa reciprocă dintre zone. În tabelul nr. 5 prezentăm valorile D_z ale cristalelor de pirită de la Baia-Borşa.

Tabelul nr. 5

Valorile D_z ale zonelor

Nr. crt.	Simbol de zonă	D_z
1	$[1\bar{2}0]$	90,86
2	$[0\bar{1}1]$	86,59
3	[001]	84,69
4	$[\bar{1}21]$	17,45

În bibliografia de specialitate, ordinea de importanţă a zonelor este : [001], $[1\bar{2}0]$, $[\bar{1}21]$ şi $[0\bar{1}1]$.

Valorile D_z arată altă ordine, care corespunde mai bine direcţiilor structurale. Zonei $[0\bar{1}1]$ trebuie să i se acorde o importanţă mai mare decît locul 4 stabilit prin aprecieri. În această zonă se găsesc formele {100} şi {111} care, din punct de vedere structural, au o importanţă mare. Este suficient să amintim că {100} şi {111} sînt forme de categoria F şi că deci, sînt paralele cu cel puţin 2 vectori PBC.

În restul zonelor, diferenţa nu este prea mare, $[1\bar{2}0]$ pe locul 1 faţă de locul 2 şi $[\bar{1}21]$ pe locul 4 faţă de locul 3.

Importanţa zonei $[0\bar{1}1]$ este pusă în evidenţă şi de cristalele cu habitusul neobişnuit — adică cu un habitus „prismatic" — care vor fi prezentate în cele ce urmează. Aceste cristale sînt alungite în direcţia axului de zonă $[0\bar{1}1]$. Habitusul pare, la prima vedere, neobişnuit ; luînd însă în considerare datele structurale şi valorile D_z, acesta poate fi uşor explicat.

În ceea ce priveşte mărimea cristalelor de pirită studiate de noi, am constatat trei feluri de categorii. Cristalele primei grupe, cu dimensiuni sub 0,5 mm, au forma {100} dominantă, iar {111} apare în mărime subordonată. Ambele forme au feţe care reflectă lumina perfect.

Grupa a doua este reprezentată prin cristale mari (fig. 1 şi 2), cu dimensiunile între 3 şi 4 cm. Aceste cristale formează agregate cu goluri

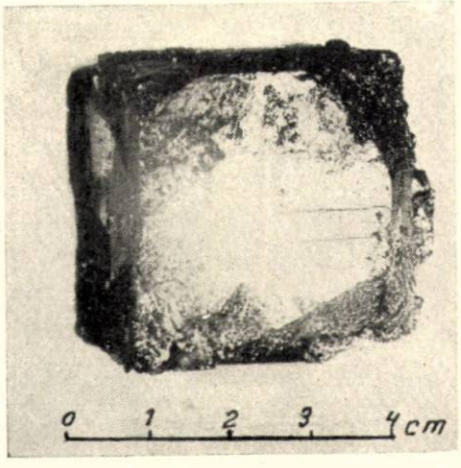


Fig. 1. — Cristal de pirită de la Baia-Borşa.

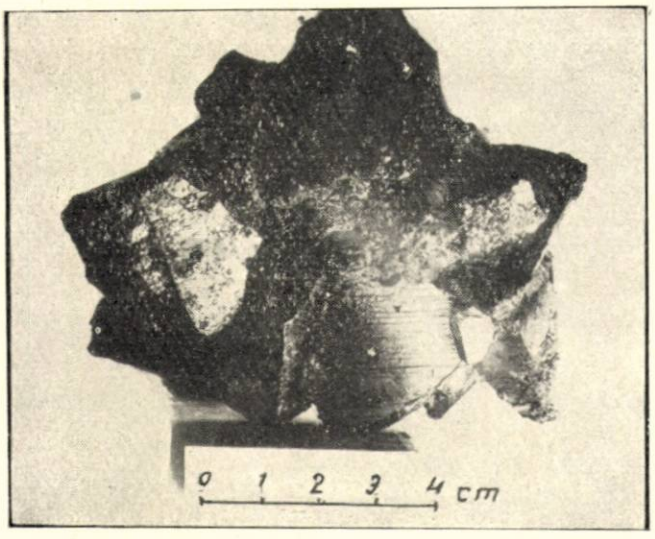


Fig. 2. — Agregat din cristale de pirită cu cristale de mispichel la suprafață și în golurile dintre ele.

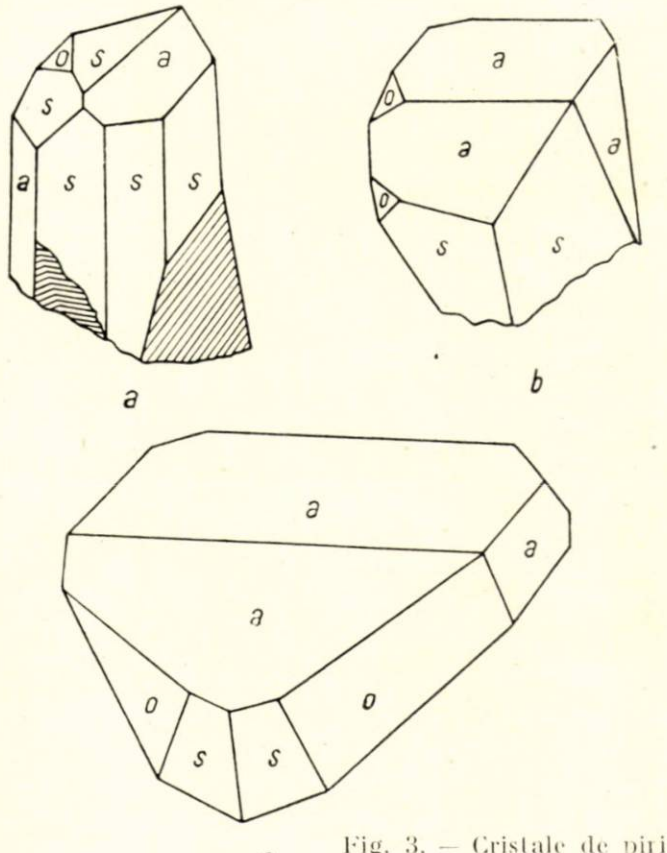


Fig. 3. — Cristale de pirită de la Baia-Borșa.

Fig. 4. — Cristalul *a* din figura 3.

mari între ele. În aceste goluri se găseşte o serie de alte minerale. La aceste cristale, pe lîngă formele {100} dominantă şi {111} de tranziţie, mai apar subordonat feţele formei {321}.

Mărimea cristalelor din grupa a treia variază între 1 şi 2 cm. În ceea ce priveşte mărimea formelor, se poate constata o schimbare, în sensul că pe aceste cristale, pe lîngă feţele formei {100} apar în mod dominant şi feţele formei {321}, iar {111} se reduce la mărimi subordonate. Nu sînt rare cazurile cînd chiar şi forma {100} apare în mărime subordonată. Aceste schimbări în mărimea feţelor vor duce la diformări foarte variate ale habitusului cristalelor, din care cîteva sînt prezentate în figurile 3 şi 4. Dintre aceste cristale, cel mai interesant este acela notat cu *a*. Acest cristal este o „prismă" lungă de 22 mm şi groasă de 14 mm, la formarea căreia participă feţele formelor {100}, {321} şi {111}. Habitusul alungit s-a realizat datorită faptului că unele feţe ca $(21\bar{3})$, $(2\bar{1}\bar{3})$ şi $(1\bar{3}\bar{2})$ cu ocazia creşterii au exclus feţele $(3\bar{2}1)$ şi $(32\bar{1})$ datorită dezvoltării dominante şi, împreună cu (010) şi $(0\bar{1}0)$, au luat o formă alungită. Feţele (100) şi (001), precum şi restul feţelor formei {321} aşezate în jurul feţei (111) acoperă „piramidal" cristalul „prismatic" de pirită.

Interpretarea celorlalte cristale diformate este simplă. Pe baza tabelului nr. 2 putem alcătui cristalul colectiv al piritei de la Baia-Borşa, care are următoarea formulă:

$$aD,\ oT,\ eS,\ sS,\ tT.$$

Noţiunea de cristal colectiv precum şi formula lui au fost introduse în studiul cristalografic de către noi (5), (6).

În general, pirita poate fi considerată un mineral cu cristale izometrice, alteori însă poate să apară şi habitusuri alungite. Ca mineral poligenetic pirita se formează în cele mai variate medii. Cu toate că geneza mineralelor poligenetice poate fi explicată foarte bine prin schimbările de habitus şi cu ajutorul paragenezei, la pirită întîmpinăm greutăţi datorită faptului că habitusul este în general constant, numai rareori fiind diferit de cel obişnuit. Nici în bibliografia de specialitate nu avem date precise în legătură cu variaţia de habitus în funcţie de împrejurările de formare a piritei.

II. MISPICHELUL

Mispichelul studiat de noi apare sub forma unei cruste cristaline alcătuită din cristale, cu dimensiuni în general de 0,05 mm, pe suprafaţa piritei descrise anterior. Mult mai mari şi mai frumoase sînt cristalele de mispichel ce se află în golurile dintre cristalele hexaedrice de pirită aparţinînd grupei a doua. Mărimea acestor cristale de mispichel variază între 0,1 şi 2 mm.

Numărul cristalelor de mispichel în eşantioanele colectate de noi este mare, însă dimensiunile sînt foarte mici, astfel că pentru studiul goniometric nu am putut folosi decît 18 cristale. Din cauza numărului

redus al cristalelor nu am putut întocmi datele statistice cu valorile P, D, T şi S ale formelor, neavînd astfel posibilitatea să studiem legătura dintre morfologia externă şi structura cristalină a mispichelului; aceasta ar fi prezentat fără îndoială rezultate interesante, ţinînd seama că astfel de cercetări în legătură cu mispichelul nu s-au făcut.

Studiind cele 18 cristale am determinat următoarele forme:

c {001}	s {012}	e {101}
l {011}	r {014}	m {110}

În afară de acestea s-a mai observat o serie de alte forme care, din cauza suprafeţelor imperfecte, au dat reflexe difuze îngreuind prin aceasta determinarea lor.

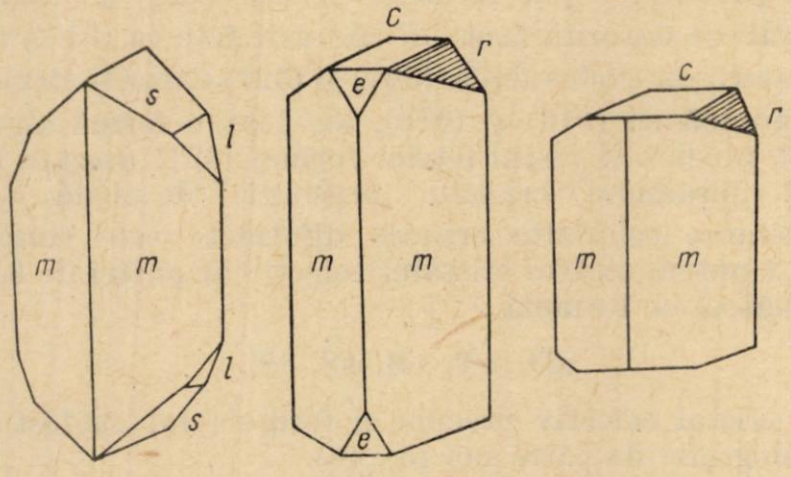


Fig. 5. — Cristale de mispichel de la Baia-Borşa.

Cristalele de mispichel au apărut în combinaţiile prezentate în tabelul nr. 6.

Tabelul nr. 6

Combinaţiile formelor

Nr. crt.	c	m	s	e	l	r	Nr. cristalelor
1	c	m	—	e	—	r	4
2	c	m	—	—	—	r	2
3	—	m	s	—	l	—	1
4	—	m	—	—	l	—	2
5	c	m	—	—	l	—	1
6	c	m	s	e	—	—	1
7	—	m	s	—	—	—	3
8	c	m	s	—	l	—	1
9	—	m	—	—	—	r	3

Din acest tabel reiese că, dintre cristalele de mispichel de la Baia-Borşa, cele mai frecvente sînt combinaţiile {001}, {110}, {101} şi {014}, respectiv combinaţiile {110} şi {014}.

Forma {001} este destul de frecventă. În general apare sub formă de dungi înguste, însă uneori poate avea şi mărime mijlocie. Reflectă lumina destul de bine.

Forma {011} apare în mărime redusă. Reflectă lumina perfect.

Forma {012} are mărime mijlocie. Reflectă lumina slab.

Forma {014} are feţe cu mărimi medii. Feţele formei sînt striate paralel cu axul cristalografic „a", ceea ce îngreuiază măsurătorile goniometrice.

Feţele formei {110} sînt dominante şi apar pe toate cristalele. Reflectă lumina perfect.

Forma {101} apare mai rar. Reflectă lumina perfect.

Este foarte interesant faptul că circa 40 % din cristalele de mispichel sînt transformate în galenă. Astfel rezultă pseudomorfoze perfecte de galenă după mispichel.

În materialul colectat de noi sînt foarte frecvente maclele după {101} formate din doi indivizi. Pe suprafaţa cristalelor de pirită, respectiv în golurile dintre ele, pe lîngă mispichel am mai găsit : galenă, calcopirită, dolomit, calcit şi plumozit. Plumozitul apare în agregate pîsloase între cristalele de calcit. Este interesant că la Herja, de unde N. S. Petrulian (10) a descris diferite pseudomorfoze, plumozitul apare tot în golurile dintre cristalele de calcit.

ПИРИТ И МИСПИКЕЛЬ ИЗ БАЙА-БОРША

РЕЗЮМЕ

В этой работе авторы описывают новый материал, отобранный в штольне Соколеску (Байа-Борша, Торойага). В тексте представлены формы, соединения и значения P, D, T и S пирита. Значения D, T и S представляют величины форм изучаемых кристаллов пирита (D = доминирование; T = переходное состояние; S = субордонация), которые были вычислены на основании формул в тексте. Подробное описание значений D, T, S и D_Z указано в библиографии (5), (6).

При исследовании зон их значительность была определена с помощью величины D_Z.

Во второй части работы авторы описывают кристаллы миспикеля из Байа-Борша (Торойага). Формы, определенные на 18 кристаллах, а также на их соединениях, представлены в тексте. В исследованном материале была установлена галенитная псевдометаморфоза по миспикелю, а также двойные по {101}, образованные из двух кристаллов.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Кристалл пирита из Байа-Борша.
Рис. 2. — Агрегат кристаллов пирита с кристаллами миспикеля на поверхности и в пустотах между ними.
Рис. 3. — Кристаллы пирита из Байа-Борша.
Рис. 4. — Фотография кристалла „а" с рис. 3.
Рис. 5. — Кристаллы миспикеля из Байа-Борша.

LA PYRITE ET LE MISPICKEL DE BAIA-BORŞA

RÉSUMÉ

Dans la première partie du travail, les auteurs font la description d'un matériel nouveau, collecté dans la galerie Socolescu (Baia-Borşa, Toroiaga) et présentent les formes, les combinaisons et les valeurs P, D, T et S de la pyrite. Les valeurs D, T et S représentent la dimension des formes des cristaux de pyrite étudiés (D = dominance ; T = transition ; S = subordination) calculées sur la base des formules indiquées dans le travail. La description en détail des valeurs D, T, S et D_z est indiquée dans la bibliographie [5], [6].

L'importance des zones a été déterminée à l'aide des valeurs D_z.

Dans la seconde partie, les auteurs décrivent les cristaux de mispickel de Baia-Borşa (Toroiaga). On présente des formes déterminées sur 18 cristaux, ainsi que leurs combinaisons. Dans le matériel étudié, on a observé des pseudomorphoses de galène après mispickel et des macles après {101}, formées de deux individus.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Cristal de pyrite de Baia-Borşa.
Fig. 2. — Agrégat de cristaux de pyrite à cristaux de mispickel à la surface et dans les espaces intermédiaires.
Fig. 3. — Cristaux de pyrite de Baia-Borşa.
Fig. 4. — Photographie du cristal *a* de la figure 3.
Fig. 5. — Cristaux de mispickel de Baia-Borşa.

BIBLIOGRAFIE

1. COTTA B. u. FELLENBERG E., *Die Erzlagerstätten Ungarn u. Siebenbürgens*, Freiberg, 1862.
2. DIMITRESCU R., *Cercetări geologice în reg. Baia-Borşii, Toroiaga*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII** (1950–1951).
3. DONNAY J. D. H. a. HARKER D., *A new law of crystal morphology extending the law of Bravais*, Am. Mineral., 1937, **23**.
4. HARTMAN P. a. PERDOK W. G., *On the relations between structure and morphology of crystals*, Acta Cryst., 1955, **8**.

5. IMREH I., *Cristale de celestină de la Săndulești*, Stud. și cercet. geol. și geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1957, **VIII**, *1—2*.

6. IMREH I. u. IMREH G., *Coelestin-Kristalle aus Cheia*, N. Jb. Miner. Mh., 1959, *11—12*.

7. KRENNER J. S., *Miner. Mitt. aus Ungarn*, Clbl. Min., 1929, Abt. A.

8. МИХЕЕВ В. И. и ШАФРАНОВСКИЙ И. И., *Ренгенометрический способ определения морфологически важных граней кристаллов*, Зап. Мин. Обще., 1949, *78*.

9. NIGGLI P., *Baugesetze kristalliner Materie*, Z. Krist., 1926, **68**.

10. PETRULIAN N. S., *Studiul calcografic al zăcămîntului de plumb și zinc de la Herja, Transilvania*, An. Inst. geol. Rom., 1934.

11. ШАФРАНОВСКИЙ И. И., *Кристаллы минералов*, Ленинград, 1957.

12. SCHILLY W., *Zusammenhänge zwischen Morphologie, Struktur und Genesis bei Cölestin*, N.Jb. Miner. Beil., 1933, **67**.

13. SOCOLESCU M., *Asupra geologiei regiunii Baia-Borșii*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXVI** (1948—1949).

14. ZEPHAROVICH V., *Min. Lexicon*. Viena, 1859/1893, **I—III**.

ORSZÁGOS MÚSZAKI KÖNYVTÁR DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONTI 1883

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R. P. R.

ION ATANASIU, Cutremurele de pămînt din Romînia, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, Vîrsta unor masive de sare din R.P.R., 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

AMALIA SZŐKE şi LIVIA STECLACI, Regiunea Toroiaga — Baia-Borşa. Studiu geologic petrografic, mineralogic şi geochimic, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

ION PREDA, Studiul geologic al regiunii Roşia—Meziad (Munţii Pădurea Craiului), 108 p. + 11 pl., 8,85 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic, 152 p. + 18 pl., 15,90 lei.

* * * **Probleme de geofizică, vol. I**, 274 p. + 9 pl., 13,70 lei.

* * * **Probleme de geografie, vol. VIII**, 612 p. + 20 pl., 35,10 lei.

* * * **Cercetări de pedologie. Lucrările Conferinţei de pedologie, Bucureşti — septembrie 1958** 679 p. + 20 pl., 34,20 lei.

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE *)

au apărut:

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei; nr. 3—4 dublu, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16 lei);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei);
t. V, 1960, 4 n-re (a 9 lei);
t. VI, 1961, 4 n-re (a 9 lei);
t. VII, 1962, nr. 1 (a 9 lei).

Numerele curente se găsesc de vînzare la

LIBRĂRIA ACADEMIEI R. P. R.

Bucureşti, Calea Victoriei nr. 27, sau la orice librărie ştiinţifică din ţară.

Se pot comanda şi prin poştă la secţia „Cartea prin poştă" de pe lîngă Librăria Academiei R.P.R., sau la librăria

„CARTEA PRIN POŞTĂ"

Bucureşti, str. Biserica Enei nr. 16, raionul 30 Decembrie.

Abonamentele se fac la oficiile poştale, agenţiile poştale, prin factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin Întreprinderea de stat pentru comerţ exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul: BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu: SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

I. P. 2, 2. 2470

Lei 9 —

F 1329

KAT

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

3 - 4

TOMUL VII
1962

studii şi cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

OPSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

3-4

TOMUL VII

1962

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie și geografie; GR. RĂILEANU — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție.*

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 16.71.64

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VII, nr. 3—4 1962

SUMAR

Pag.

GR. RĂILEANU şi A. RUSU, Contribuţii la cunoaşterea carboniferului inferior din zona Drencova (Banat) 401

D. PATRULIUS, L. CONTESCU şi A. BUTAC, Observaţii asupra flişului cretacic din valea superioară a Trotuşului şi împrejurimile oraşului Miercurea-Ciuc (Carpaţii Orientali) 409

ELISABETA HANGANU, Asupra limitei pliocen-pleistocen în regiunea dintre văile Teleajenului şi Prahovei 429

DAN JIPA, Asupra unor cazuri de cuarţ corodat de calcit 437

MIRCEA DUMITRIU şi CHRISTINA DUMITRIU, Cartodiagrama de paleocurenţi a Munţilor Perşani (valea Vîrghişului, defileul Oltului, valea Măieruşului). 445

N. PANIN şi E. AVRAM, Noi urme de vertebrate în miocenul Subcarpaţilor romîneşti 455

E. LITEANU, N. MIHĂILĂ şi T. BANDRABUR, Contribuţii la studiul stratigrafiei cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt) . . . 485

M. SAVUL, C. BOTEZ, L. IONESI, D. OLARU şi AL. NACU, Chimismul rocilor din flişul paleogen în faciesul de tranziţie din valea Moldoviţei — Moldova de nord — pentru elementele Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn 513

DAN GIUŞCĂ, Contribuţii la studiul mineralogic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare şi Delineşti 541

V. MANILICI şi P. VÎLCEANU, Contribuţii la studiul rocilor efuzive din Bazinul Codlea 549

MARCELA DESSILA-CODARCEA, Încercare de reconstituire paleogeografică şi orogenetică a Carpaţilor Meridionali centrali 569

E. STOICOVICI, L. GHERGARIU şi I. MÎRZA, Studiul unor iviri de fosforit diagenetic din R.P.R. 577

V. POMÎRLEANU şi ALEXANDRINA BARBU, Cercetări geotermometrice şi structural petrologice în zona de mineralizaţie din bazinul văii Nistrului (Baia-Mare) 597

	Pag.
H. KRÄUTNER, Asbestul crisotilic din serpentinitele Banatului de SE . . .	609
H. KRÄUTNER, Comportarea spinelilor cromiferi în procesul de serpentinizare (Banatul de sud)	633
AMALIA SZŐKE, Studii structurale petrologice în Masivul subvulcanic Toroiaga (Carpații Orientali)	647
INDEX ALFABETIC	669

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VII, № 3–4 1962

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

ГР. РЭЙЛЯНУ и А. РУСУ, К изучению нижнего карбона в районе Дренкова (Банат) 401

Д. ПАТРУЛИУС, Л. КОНТЕСКУ и А. БУТАК, Замечания о меловом флише, развитом в верховьях Тротуша и в окрестностях Меркуря-Чук (Восточные Карпаты) 409

ЕЛИЗАБЕТА ХАНГАНУ, О границе плиоцен — плейстоцен в районе, заключенном между долинами Теляжена и Прахова 429

ДАН ЖИПА, О нескольких случаях разъедания кварца кальцитом . . . 437

МИРЧА ДУМИТРИУ и КРИСТИНА ДУМИТРИУ, Картодиаграмма палеотечений в горах Першань (долина Валя Выргишулуй, ущелью Олта, долина Валя Мэйерушулуй) 445

Н. ПАНИН и Е. АВРАМ, Новые следы позвоночных в миоцене Румынского Предкарпатья 455

Е. ЛИТЯНУ, Н. МИХЭИЛЭ и Т. БАНДРАБУР, К стратиграфическому изучению четвертичного в среднем бассейне Олта (Бассейн Бараолт) 485

М. САВУЛ, К. БОТЕЗ, Л. ИОНЕСИ, Д. ОЛАРУ и АЛ. НАКУ, Химизм пород из палеогенового флиша в переходной фации из долины Молдовицей (Северная Молдова) для элементов Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn 513

ДАН ДЖУШКЭ, К минералогическому изучению марганцевых месторождений Рэзоаре и Делинешть 541

В. МАНИЛИЧ и П. ВЫЛЧАНУ, К изучению эффузивных пород бассейна Кодля 549

МАРЧЕЛА ДЕССИЛА-КОДАРЧА, Попытка восстановления палеогеографической и орогенетической истории центральной части Южных Карпат 569

Е. СТОЙКОВИЧ, Л. ГЕРГАРИУ и И. МЫРЗА, Исследование обнажений диагенетического фосфора на территории РНР 577

В. ПОМЫРЛЯНУ и АЛЕКСАНДРИНА БАРБУ, Геотермометрические и структурно-петрологические исследования в пределах оруденелой зоны бассейна долины Нистру (Бая-Маре) 597

Стр.

Х. КРОЙТНЕР, Хризотил-асбест в серпентинитах юго-восточного Баната 609

Х. КРОЙТНЕР, Поведение хромшпинелидов в процессе серпентинизации (Южный Банат) 633

АМАЛИЯ СЕКЕ, Структурно-петрологическое исследование субвулканического массива Тороняга (Восточные Карпаты) 647

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ 669

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome VII, nº 3—4 1962

SOMMAIRE

Page

GR. RĂILEANU et A. RUSSU, Contribution à la connaissance du Carbonifère inférieur de la zone Drencova (Banat) 401

D. PATRULIUS, L. CONTESCU et A. BUTAC, Observations sur le Flysch crétacé de la vallée supérieure du Trotuș et des environs de Miercurea-Ciuc (Carpates orientales) 409

ELISABETA HANGANU, Sur la limite Pliocène-Pléistocène dans la région située entre les vallées du Teleajen et de la Prahova 429

DAN JIPA, Sur quelques cas de quartz corrodé par la calcite 437

MIRCEA DUMITRIU et CHRISTINA DUMITRIU, Cartodiagramme des paléocourants des monts Perșani (vallée du Vîrghiș, défilé de l'Olt, valée du Măieruș) 445

N. PANIN et E. AVRAM, Nouvelles empreintes de vertébrés dans le Miocène de la zone subcarpatique roumaine 455

E. LITEANU, N. MIHĂILĂ et T. BANDRABUR, Contribution à l'étude stratigraphique du Quaternaire dans le bassin moyen de l'Olt (bassin de Baraolt) 485

M. SAVUL, C. BOTEZ, L. IONESI, D. OLARU et AL. NACU, Le chimisme des roches du Flysch paléogène dans le faciès de transition de la vallée de Moldovița — Moldavie du Nord — pour les éléments Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn 513

DAN GIUȘCĂ, Contribution à l'étude minéralogique des gisements de manganèse de Răzoare et de Delinești 541

V. MANILICI et P. VÎLCEANU, Contribution à l'étude des roches effusives du bassin de Codlea 549

MARCELA DESSILA-CODARCEA, Essai de reconstitution paléogéographique et orogénique des Carpates méridionales centrales 569

E. STOICOVICI, L. GHERGARIU et I. MÎRZA, Etude de quelques apparitions de phosphore diagénétique dans le R. P. Roumaine 577

V. POMÎRLEANU et ALEXANDRINA BARBU, Recherches géothermométriques et pétrologiques structurales dans la zone de minéralisation du bassin de la vallée de Nistru (Baia-Mare) 597

	Page
H. KRÄUTNER, L'asbeste chrysotilique des serpentinites du Banat de SE . . .	609
H. KRÄUTNER, Comportement des spinelles chromifères dans le processus de serpentinisation (Banat méridional)	633
AMALIA SZÖKE, Etudes structurales pétrologiques dans le massif subvolcanique de Toroiaga (Carpates orientales)	647
INDEX ALPHABÉTIQUE	669

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA CARBONIFERULUI INFERIOR DIN ZONA DRENCOVA (BANAT)

DE

GR. RĂILEANU și A. RUSU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 12 iunie 1962

Obiectul comunicării îl formează o serie de roci sedimentogene, ușor metamorfozate, care aflorează în malul Dunării, între localitățile Drencova și Cozla, întinzîndu-se aproximativ 3 km spre nord.

Ocupînd o suprafață redusă, de circa 2,3 km², acest complex de roci diferit ca aspect de tot ceea ce se cunoaște în restul zonei Sivnița, a fost puțin studiat.

Primul cercetător care separă pe hartă depozitele de care ne ocupăm a fost J. B ö c k h, care, în anul 1879, le atribuie culmului (3).

Din lucrările lui F r. S c h a f a r z i k rezultă că J. B ö c k h a atribuit aceste depozite carboniferului inferior pe criterii petrografice și pe baza unui exemplar de șist argilos filitic considerat drept *Archaeocalamites* (10).

Avînd în vedere mențiunea lui F r. S c h a f a r z i k (10) că exemplarul nu a fost cercetat mai îndeaproape și faptul că în regiune am colectat cîteva forme care seamănă cu resturi de trunchi de *Calamites*, dar care sînt în realitate niște mecanoglife de natură tectonică, considerăm că și exemplarul recoltat de B ö c k h reprezintă o astfel de formă.

În anul 1940, A l. C o d a r c e a arată succint, în lucrarea de sinteză asupra tectonicii Banatului (4), constituția petrografică și tectonică a depozitelor carboniferului inferior, precum și asemănarea lor cu cele de pe valea Idegului.

G r. R ă i l e a n u amintește în 1949 de acest complex, pe care-l consideră de asemenea culm.

Recent, A l. C o d a r c e a, G r. R ă i l e a n u și S. N ă s t ă s e a n u, studiind carboniferul inferior din valea Idegului, discută și carboniferul în facies de culm din regiunea Drencova (5).

Din punct de vedere morfologic, remarcăm faptul că pe depozitele sedimentogene se dezvoltă acelaşi relief cu energie pronunţată ca şi pe şisturile cristaline. În formaţiunile sedimentare se găsesc şi roci eruptive, care formează un relief mai accentuat, neacoperit de vegetaţie.

Pe teritoriul ţării noastre, această zonă reprezintă de fapt terminaţia nordică a unei părţi din pînza de Porečkà, dezvoltată la sud de Dunăre.

CONSIDERAŢII STRATIGRAFICE

În seria de depozite carbonifere, ce însumează peste 1 000 m grosime, se disting două orizonturi (fig. 13):

a. *Orizontul conglomeratic* în bază, cu o grosime de circa 250 m, constituit din roci psefitice şi psamitice corespunzînd conglomeratelor, microconglomeratelor şi, subordonat, gresiilor.

Sîntem în prezenţa unor roci cenuşii-verzui, uşor şistoase, în care se deosebesc elemente de cuarţ, de obicei alungite pe direcţia şistozităţii.

Metamorfismul a avut o influenţă mai pronunţată asupra acestui orizont, atît datorită faptului că este situat la partea inferioară a complexului carbonifer, cît şi faptului că natura matricei conglomeratelor se pretează la un astfel de proces. Ele corespund sernifitelor, avînd o textură şistoasă evidentă şi o structură blastopsefitică.

Raporturile cu formaţiunile cristaline sînt de natură tectonică.

Elementele acestor sernifite, slab sortate granulometric, sînt formate predominant din cuarţ cu extincţie ondulatorie, uneori ca lentile zdrobite, cuarţite, mai rar feldspat şi accidental granaţi (pl. I, fig. 1 şi 2). Menţionăm prezenţa cuarţului negru cu o frecvenţă mare în microconglomerate şi gresii, fapt observat şi în seria de Tulişa din regiunea Cîmpul-lui-Neag.

După cum se poate vedea în secţiuni subţiri, elementele provin în majoritate din cristalin. Matricea iniţială a conglomeratelor a fost de natură nisipoasă-marnoasă, fiind transformată prin metamorfism într-o masă sericito-cloritoasă, cu granule de cuarţ sub 0,2 mm.

Intercalaţiile gresoase ajung să fie cuarţite, formate din granule angulare de cuarţ, rari feldspaţi şi lamele de muscovit, prinse într-un ciment silicios foarte puţin dezvoltat (pl. I, fig. 3). Cu o astfel de constituţie, slabul metamorfism nu a influenţat asupra structurii şi texturii rocii.

b. *Orizontul şisturilor negre ardeziene*, dezvoltat pe 750—800 m grosime, stă pe orizontul conglomeratic, între ele urmărindu-se o trecere gradată. Petrografic, sîntem în prezenţa unor şisturi argiloase ardeziene, uneori filitice-satinate, cu intercalaţii de gresii fine şi cu nivele de erupţii şi aglomerate vulcanice neîntîlnite în orizontul anterior.

Şisturile ardeziene corespund unor siltite cu textură şistoasă constituite din granule fine (sub 0,1 mm) de cuarţ, lamele de muscovit şi sporadic feldspaţi, într-o masă de material argilos, pigmentat negru (pl. I, fig. 4). Sînt prezente şi cristale de pirită, se pare de natură

sedimentară. Şisturile ardeziene şi filitoase au, la diferite nivele, bancuri gresoase cu o constituţie mineralogică variată.

Printre intercalaţiile gresoase remarcăm, în primul rînd, arcozele tipice, în care cantitatea de feldspat ajunge să depăşească 75%, restul fiind constituit din granule de cuarţ şi muscovit (pl. II, fig. 5). Feldspaţii fac parte din grupul ortoclazilor, foarte rar apare plagioclazul. În majoritate ei sînt alteraţi după urmele de clivaj. Cuarţul prezintă numai parţial extincţie ondulatorie. Granulele sînt îmbrăcate de un material sericitic puţin dezvoltat, ce dă aspectul unui ciment de atingere.

Un alt tip de gresie este gresia cuarţitică cu ciment calcaros. Aceasta are o structură echigranulară, cu o sortare destul de bună, predominînd două categorii de dimensiuni : 0,5 şi 0,2 mm, ultimele formînd majoritatea. După cum se observă în figura 3 (pl. I), gradul de rulare a granulelor dezvoltate este mai avansat, cele mici fiind angulare. Sîntem în prezenţa unei roci aproape monominerale, în care cuarţul alcătuieşte peste 90% din totalul granulelor, apoi feldspaţi, îndeosebi plagioclazi etc. Cimentul bazal, care formează peste 50% din masa rocii, este constituit din calcit microcristalin cu tendinţă de recristalizare în cristale dezvoltate. Atît feldspaţii, cît mai ales cuarţul, au fost corodaţi de către cimentul calcaros.

Acestea sînt două tipuri mai particulare de gresii din orizontul şistos ardezian. De obicei se întîlnesc gresii cu aceeaşi constituţie mineralogică ca şi a siltitelor, avînd însă o textură masivă.

Din orizontul şisturilor negre ardeziene provine un bloc de calcar spatic cenuşiu, de aproximativ 0,25 m^3, care se pare că a fost prins în şisturile argiloase în timpul sedimentării lor şi pus în libertate prin acţiunea de eroziune a apei. Acesta este un calcar detritic organogen (un calcarenit), constituit din fragmente de plăci de echinizi, entroce de crinoizi, resturi de briozoare şi foraminifere (pl. II, fig. 7). Este curios faptul că apar şi incluziuni de şisturi ardeziene, deosebite însă de cele în care se găseşte acest bloc de calcar.

Dintre foraminifere am putut recunoaşte genul *Plectogyra* (supraf am. *Endothyroidea*) (pl. II, fig. 8), formă care după E. J. Zeller (13), apare în devonianul superior, cu maximul de dezvoltare în carboniferul inferior.

Ca detritus mineral menţionăm granule de cuarţ cu dimensiuni de 0,5 mm, evident corodate de către calcit, mai rar muscovit, plagioclazi şi lamele de clorit.

Calcarul spatic descris, cu caracterele arătate mai sus, seamănă pînă la identitate cu „calcarele de Ideg" a căror vîrstă a putut fi stabilită pe bază de macrofosile (5).

În orizontul siltitic se întîlnesc la diferite nivele roci eruptive, considerate pînă în prezent ca fiind porfire, care în realitate reprezintă curgeri cu caractere bazice : spilite, diabaze şi porfirite, precum şi un nivel de aglomerate vulcanice, toate puternic albitizate (pl. III, fig. 10 şi 11). Un singur corp pare a fi discordant ; ca constituţie petrografică corespunde porfirelor (pl. III, fig. 12) ; el prezintă brecii la contactul cu sedimentarul.

Ca formă de zăcămînt, rocile eruptive reprezintă curgeri stratiforme; după bazicitate acestea corespund unor ofiolite care constituie indicaţii asupra magmatismului iniţial al orogenezei hercinice.

CONSIDERAŢII DE ORDIN TECTONIC

Complexul carbonifer de la Cozla formează un sinclinal prins în gnaise retrometamorfozate care îl încalecă dinspre vest (fig. 13). Orientarea axului sinclinalului este aproximativ N—S. La suprafaţă apare doar flancul vestic, în care înclinările cresc de la 45° în E, la 75° spre V. Acest fapt este în concordanţă cu tectonica de ansamblu a regiunii şi se datoreşte împingerilor din spre V, ducînd şi la încălecarea cristalinului. În seria depozitelor carbonifere monoclinale se pune în evidenţă o falie care aduce şisturile ardeziene superioare sub orizontul sernifitelor.

CONCLUZII

Pe baza datelor expuse pînă aici, vom încerca să ajungem la cîteva concluzii în legătură cu vîrsta şi domeniul de sedimentare în care s-au format aceste depozite.

Blocul de calcar de tip Ideg, remaniat în filite, ne-a permis să considerăm cu certitudine, că cel puţin orizontul şisturilor ardeziene este mai nou (viséan) decît calcarul spatic, a cărui vîrstă se cunoaşte ca fiind tournaisiană. Astfel că paralelizăm acest orizont cu acela al şisturilor ardeziene care stau peste calcarele spatice de pe valea Idegului.

În ambele locuri ele conţin roci eruptive, care au o bazicitate asemănătoare.

Din lucrările examinate reiese că, atît în lanţul alpin cît şi în masivele care aparţin orogenezii hercinice, faza sudetă situată între viséan şi namurian a fost cea mai puternică, provocînd atît cutarea unor regiuni, cît şi emersiunea lor.

O situaţie asemănătoare cu cea din Carpaţii Meridionali există şi în Dinarizi. Aici, după viséanul cu goniatiţi, se constată o lacună de sedimentare care corespunde namurianului şi moscovianului, marea revenind abia în uralian.

Desigur, corelările la distanţe atît de mari sînt susceptibile de erori şi nu avem încă dovezi pentru prezenţa tournaisianului sau a namurianului, dar cum şisturile ardeziene conţin elemente tournaisiene remaniate, sîntem de părere că depozitele din zona Drencova reprezintă partea superioară a carboniferului inferior şi anume, viséanul.

Caracterele complexului carbonifer: alternanţa frecventă de gresii şi şisturi argiloase, prezenţa arcozelor, a unei texturi gradate, turbiditice, precum şi urmele tectonice păstrate pe planele de stratificaţie constituie tot atîtea elemente care pledează pentru un facies de fliş, depus într-un geosinclinal în care nici activitatea vulcanică nu era absentă[1]).

[1]) În acest sens sîntem de acord cu termenul de „culm", folosit pînă acum, termen care ar trebui extins şi pentru formaţiunea similară de pe valea Idegului. În accepţia modernă, culmul desemnează faciesul de fliş dinanţian al orogenezei hercinice (11).

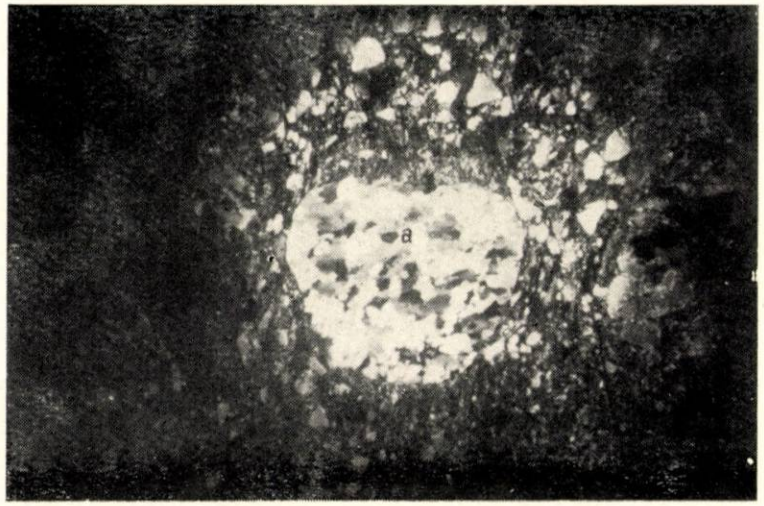


Fig. 1. — Conglomerat metamorfozat (sernifitic). *a*, Element rulat dintr-un cuarţit (nicoli + ; 12 ×).

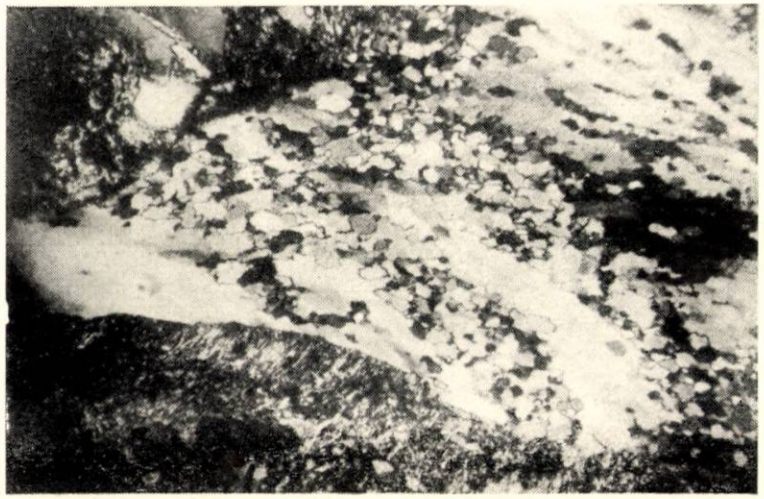


Fig. 2. — Sernifit — granul de cuarţ dinamometamorfozat (nicoli + ; 30 ×).

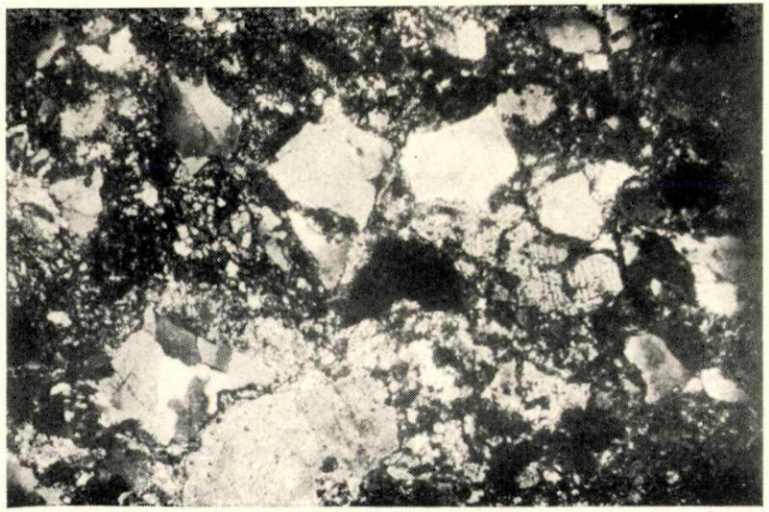


Fig. 3. — Gresie cuarţitică cu ciment silicios (nicoli + ; 30 ×).

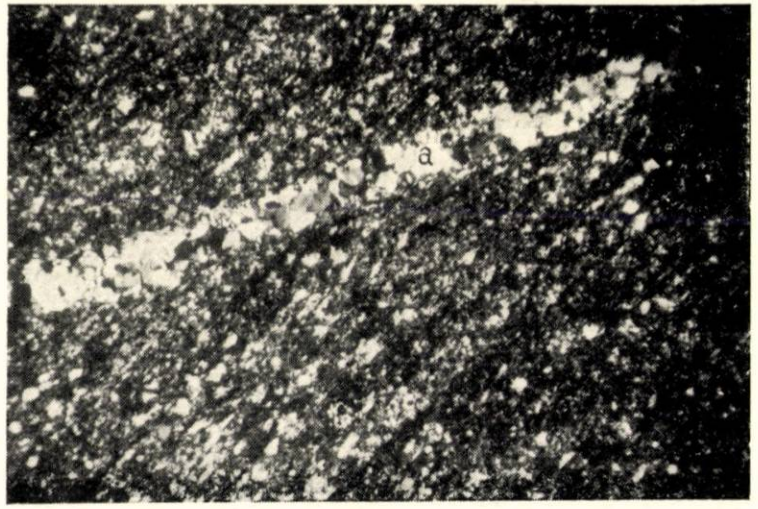


Fig. 4. — Siltit şistos. *a*, Diaclază cu cuarţ (nicoli + ; 30 ×).

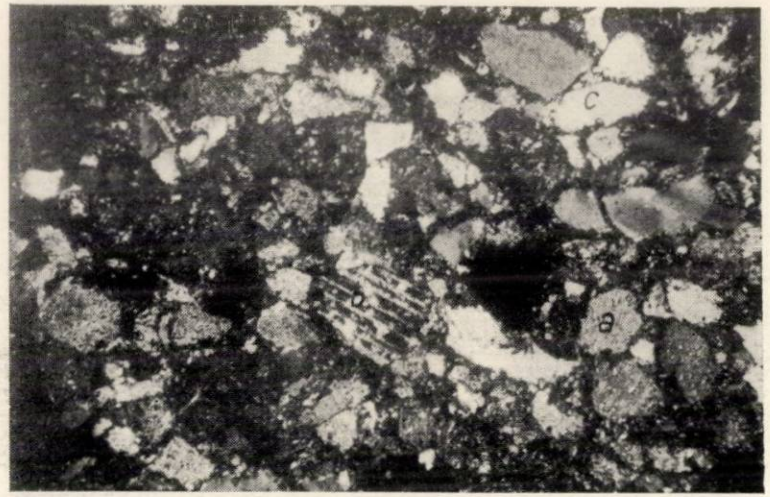


Fig. 5. — Arcoză. *a*, Ortoză alterată ; *b*, plagioclaz ; *c*, cuarț (nicoli + ; 30 ×).

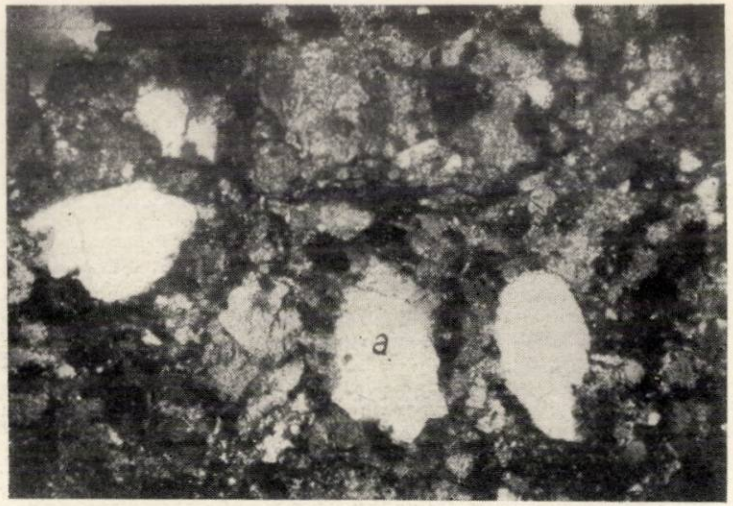


Fig. 6. — Gresie cuarțitică calcaroasă. *a*, Cuarțul corodat de cuarțit (nicoli + ; 30 ×).

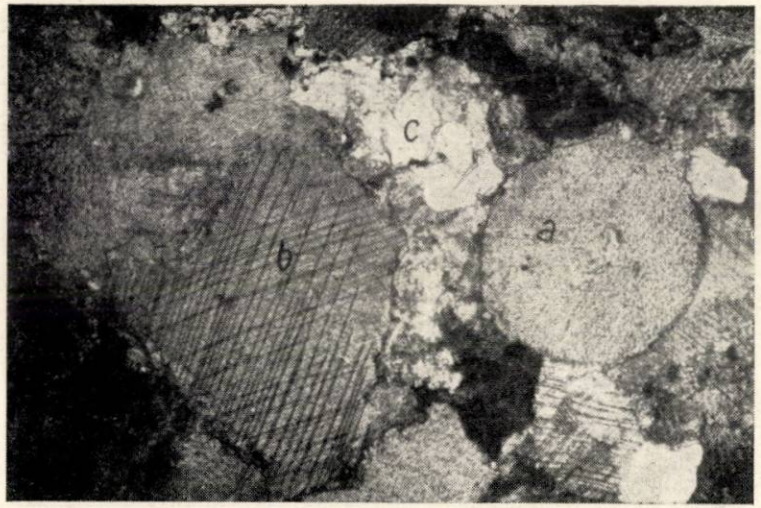


Fig. 7. — Calcar spatic tip Ideg. *a*, Radiolă de echinid ; *b*, plăci de echinide ; *c*, cuarț (nicoli || ; 30 ×).

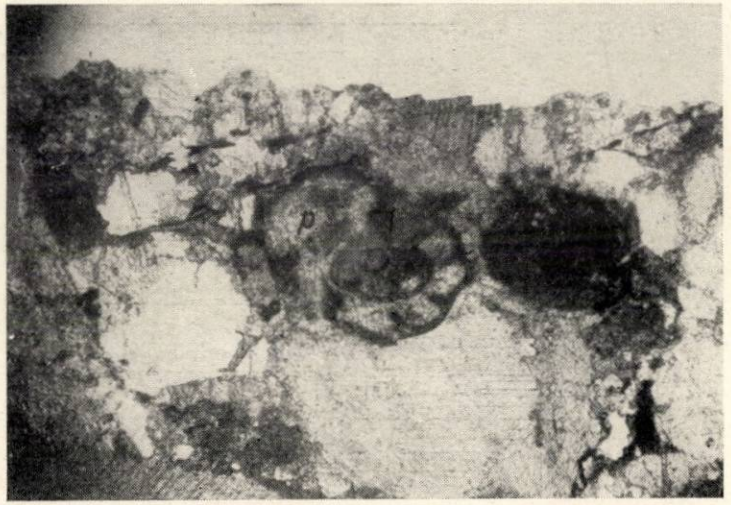


Fig. 8. — Calcar spatic tip Ideg. *p*, *Plectogyra* sp. (nicoli || ; 30 ×).

Fig. 9. — Diabaz spilitic (nicoli + ; 30 ×).

Fig. 10. — Spilit. Textură intersertală (nicoli || ; 30 ×).

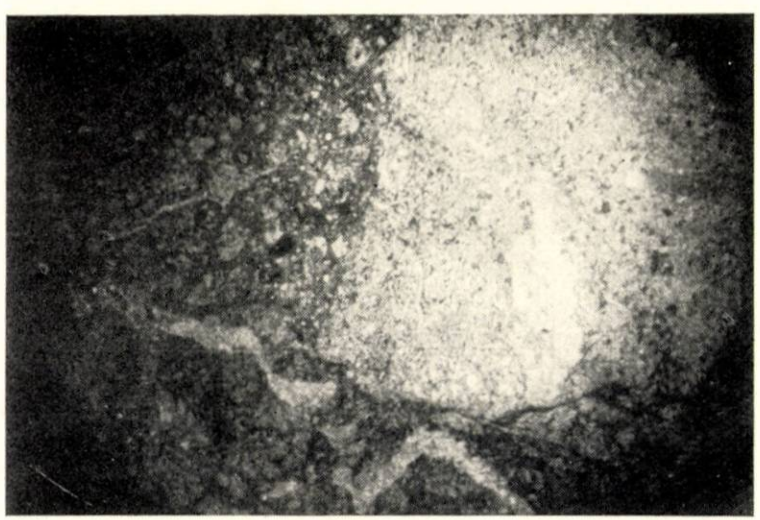


Fig. 11. — Aglomerat vulcanic (nicoli || ; 12 ×).

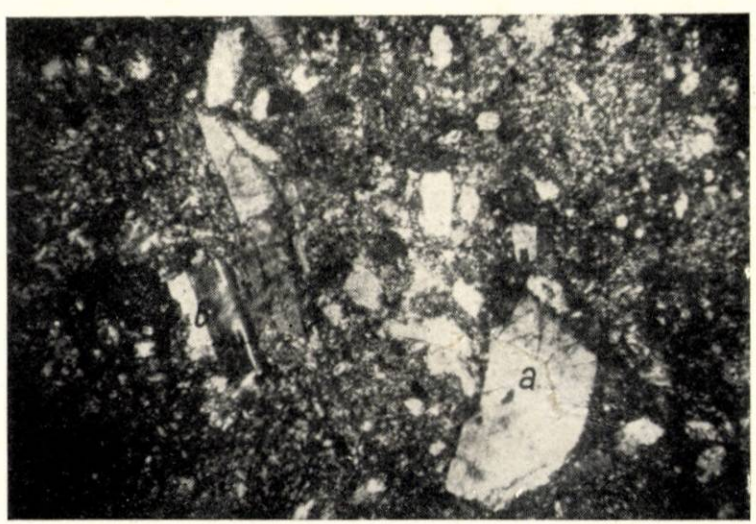
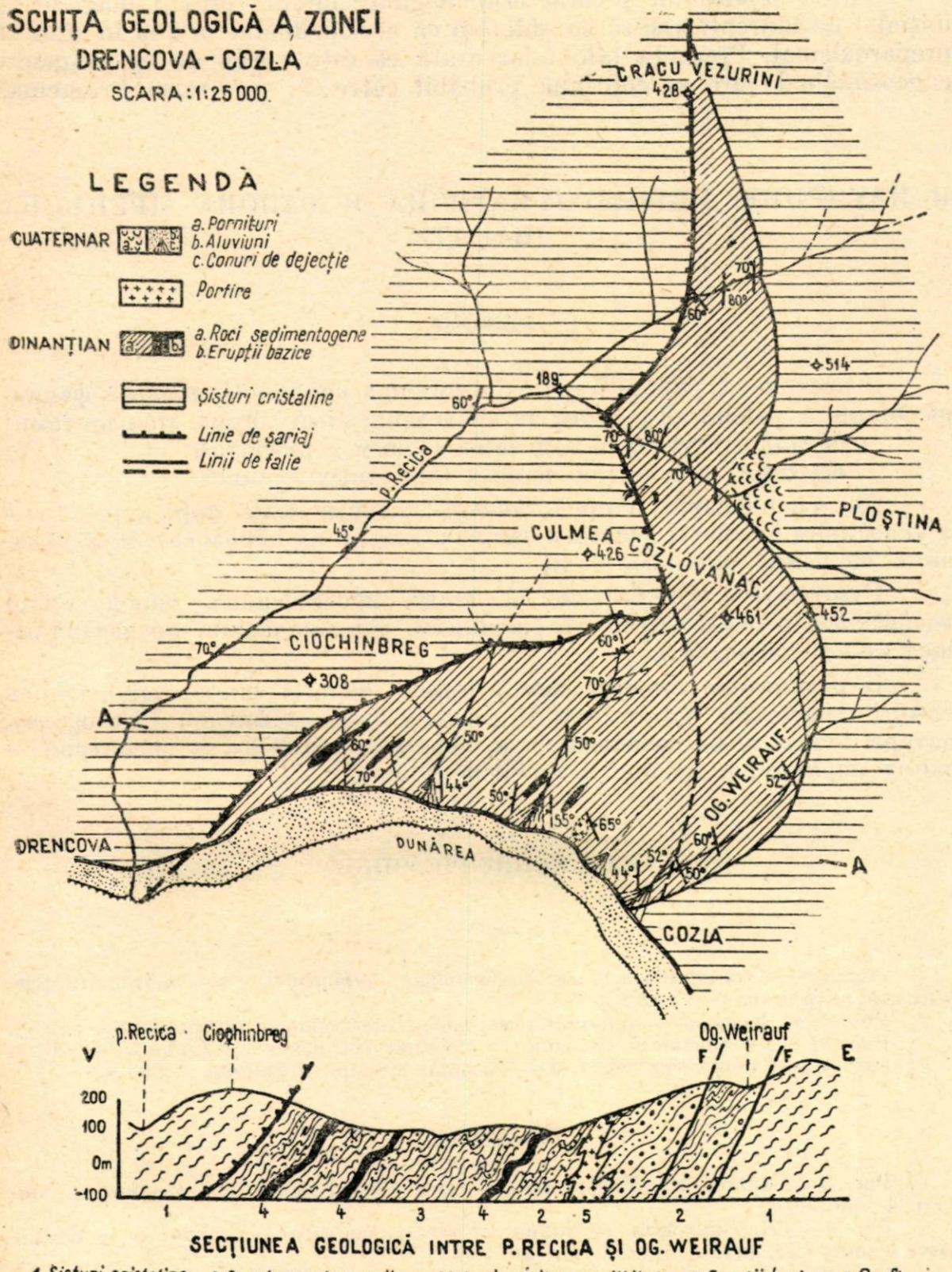


Fig. 12. — Porfir. *a*, Cuarț ; *b*, felspat plagioclaz (nicoli + ; 30 ×).



SECȚIUNEA GEOLOGICĂ INTRE P. RECICA ȘI OG. WEIRAUF

1. Șisturi cristaline. 2. Conglomerate, gresii. 3. Șisturi argiloase (siltite). 4. Erupții bazice. 5. Porfire.

Fig. 13

Vîrsta depozitelor şi caracterul magmatismului (ofiolite-magmatite iniţiale) ne îndreptăţesc să considerăm că geosinclinalul se află în stadiul preparoxismal. Prezenţa ofiolitelor arată că este vorba de un domeniu eugeosinclinal care se continuă probabil către N, spre zona Presacina.

К ИЗУЧЕНИЮ НИЖНЕГО КАРБОНА В РАЙОНЕ ДРЕНКОВА (БАНАТ)

РЕЗЮМЕ

В настоящей работе изучается нижний карбон Кульмской фации, развитый в районе Дренкова и представленный двумя горизонтами:

— базальным песчано-конгломератовым горизонтом;

— верхним горизонтом черных шиферных сланцев.

Дается описание и представлены главные типы пород, развитые в указанном районе и делается заключение об их образовании в условиях эвгеосинклинальной зоны.

Отмечается присутствие основных изверженных пород, одновозрастных с осадочными отложениями, первоначально представляющих собой магматиты.

В результате присутствия в толще черных шиферных сланцев глыбы шпатового известняка Идегского типа (с фауной **Plectogyra**), авторы относят, по меньшей мере, верхний горизонт к послетурнейскому периоду, а именно к визейскому ярусу.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Рис. 1. — Метаморфизованный конгломерат (сернифит); *a* — окатанный элемент кварцита (николь +; 12 ×).

Рис. 2. — Сернифит — динамометаморфизованное зерно кварца (николь +; 30×).

Рис. 3. — Кварцитовый песчаник с кремнистым цементом (николь +; 30×).

Рис. 4. — Сланцеватый силт. *a* — Трещина с кварцем (николь +; 30 ×).

Таблица II

Рис. 5. — Аркоз. *a* — Разрушенный аркоз: *b* — плагиоклаз; *c* — кварц (николь +; 30 ×).

Рис. 6. — Кварцитовый песчаник с известковистым цементом; *a* — Кварц, разъеденный кальцитом (николь +; 30 ×).

Рис. 7. — Шпатовый известняк Идегского типа; *a* — Радиола эхинид; *b* — пластинки эхинид; *c* — кварц (николь ||; 30 ×).

Рис. 8. — Шпатовый известняк типа Идег; Plectogyra sp. (николь ||; 30 ×).

Таблица III

Рис. 9. — Спилитовый диабаз (николь + ; 30 ×).
Рис. 10. — Спилит. Интерсертальная текстура (николь || ; 30 ×).
Рис. 11. — Вулканический аггломерат (николь || ; 12 ×).
Рис. 12. — Порфир. а — Кварц; *b* — полевой шпат — плагиоклаз. (николь + ; 30 ×).

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DU CARBONIFÈRE INFÉRIEUR DE LA ZONE DRENCOVA (BANAT)

RÉSUMÉ

Ce travail s'occupe du Carbonifère inférieur en faciès de culm de la zone de Drencova, dans lequel on a séparé deux horizons :

— un horizon de conglomérats gréseux à la base et
— un horizon de schistes noirs ardoisiers à la partie supérieure.

Les principaux types de roches qui apparaissent dans cette zone sont décrits et figurés dans ce travail. Les auteurs concluent qu'elles se sont formées dans un domaine eugéosynclinal.

On mentionne en outre la présence d'éruptions basiques synchrones avec la sédimentation de ces dépôts et correspondant à certaines magmatites initiales.

En se basant sur l'étude d'un bloc de calcaire spathique du type de ceux de la vallée de l'Ideg (à *Plectogyra*), remanié dans les schistes noirs ardoisiers, les auteurs discutent l'âge de ce complexe et concluent que l'horizon supérieur du moins doit être plus récent que le Tournaisien et qu'il doit être d'âge viséen.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I

Fig. 1. — Conglomérat métamorphosé (sernifite) ; *a*, élément enroulé dans un quartzite (nicols + ; ×12).
Fig. 2. — Sernifite — granule de quartz dynamo-métamorphosé (nicols + ; ×30).
Fig. 3. — Grès quartzitique à ciment siliceux (nicols + ; ×30).
Fig. 4. — Siltite schisteuse ; *a*, diaclase à quartz (nicols + ; ×30).

Planche II

Fig. 5. — Arkose ; *a*, orthose altérée ; *b*, plagioclase ; *c*, quartz (nicols + ; × 30).
Fig. 6. — Grès quartzitique à ciment calcaire ; *a*, quartz corrodé par la calcite (nicols + ; ×30).
Fig. 7. — Calcaire spathique du type Ideg ; *a*, radiole d'Echinide ; *b*, plaques d'Echinides ; *c*, quartz (nicols || ; ×30).
Fig. 8. — Calcaire spathique du type Ideg ; *p*, *Plectogyra* sp. (nicols || ; ×30).

Planche III

Fig. 9. — Diabase spilitique (nicols + ; ×30).
Fig. 10. — Spilite. Texture intersertale (nicols || ; ×12).
Fig. 11. — Agglomérat volcanique (nicols || ; × 12).
Fig. 12. — Porphyre ; *a*, quartz ; *b*, feldspath plagioclase (nicols + ; × 30).

BIBLIOGRAFIE

1. AUBOUIN JEAN, *A propos d'un centenaire ; les aventures de la notion de géosynclinal*, Revue de Géogr. phys. et de Géol. dynam., seria a 2-a, 1959, **2**, *3*.
2. БЕЛОУСОВ В. В., *Основные вопросы геотектоники*, Москва, 1954.
3. BÖCKH J., *Auf den südlichen Theil des Comitates Szöreny bezügliche geologische Notizzen*, Föld. közl., 1879, **IX**.
4. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur le techtonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinţi*, An. Inst. geol. Rom., 1950, **XX**.
5. CODARCEA AL., RĂILEANU GR. şi NĂSTĂSEANU S., *Carboniferul inferior de pe valea Idegului*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *3*.
6. HARKER ALFRED, *Metamorphysm. A study of the transformations of Rock Masses*, Londra, 1956.
7. KRUMBEIN W. C. a. SLOSS L. L., *Stratigraphy and sedimentation*, San Francisco, 1958.
8. PAPIU V. C., *Petrografia rocilor sedimentare*, Ed. ştiinţifică, Bucureşti, 1960.
9. РУХИН Л. Б., *Основы литологии*, Москва-Ленинград, 1953.
10. SCHAFARZIK FR., *Geologische Reambulation der Umgebung von Berzasca*, Jahrb. d. k. ung. geol. R. f. 1910, Budapesta, 1912.
11. TERMIER H. et G., *Histoire géologique de la Biosphère*, Paris, 1952.
12. — *L'évolution de la Lithosphère II — Orogénèse*, Paris, 1957.
13. ZELLER J. EDWARD, *Stratigraphic significance of Mississippian Endothyroid Foraminifera*, University of Kansas, Palaeontological Contribution, Article 4, 1950.

OBSERVAȚII ASUPRA FLIȘULUI CRETACIC DIN VALEA SUPERIOARĂ A TROTUȘULUI ȘI ÎMPREJURIMILE ORAȘULUI MIERCUREA-CIUC (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

D. PATRULIUS, L. CONTESCU şi A. BUTAC

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în şedinţa din 12 iunie 1962

Succesiunea stratelor de Sinaia, dezvoltată în valea superioară a Trotușului, ca și în bazinul Oltului, între Miercurea-Ciuc și Armășeni, pe o lărgime de 8 km, este cea mai completă din cele cîte se pot observa în Carpații Orientali. În partea de sud a Munților Hăghimaș—Ciuc, baza flișului eocretacic, în contact cu soclul precretacic (șisturi cristaline, depozite triasice și jurasice) este vizibilă pe o distanță de peste 20 km, între pîrîul Antaluc la N și satul Frumoasa la S. La sud de Frumoasa același contact poate fi examinat în apropiere de Delnița, unde se găsește o ivire izolată de șisturi cristaline și de dolomite triasice[1]).

Studiul cel mai detaliat al acestei regiuni apărut pînă acum se datorește lui I. Băncilă (1) a cărui lucrare a constituit ghidul nostru pentru cercetările pe care le-am întreprins.

În valea superioară a Trotușului se disting două zone de sedimentație ale flișului eocretacic delimitate prin flancul extern al anticlinalului Lunca. Acest anticlinal, care este normal sau puțin vergent spre est, reprezintă prelungirea spre sud a crestei Dămucului. Nucleul lui cuprinde șisturi cristaline epizonale, depozite triasice și medio-jurasice. El prezintă mai multe ondulații axiale, iar din loc în loc flancul său extern este accidentat de falii longitudinale, în lungul cărora șisturile cristaline sau triasicul nucleului încalecă spre exterior flișul eocretacic.

Cele două zone de sedimentație se disting prin faciesul lor și prin grosimea diferită a stratelor de Sinaia și a depozitelor barremian-apțiene.

[1]) Șisturile cristaline semnalate mai la sud, la Păuleni, nu constituie nucleul unui anticlinal, ci provin din bolovănișurile unor vechi terase.

Zona de sedimentaţie mai internă corespunde cu ceea ce a fost definit de V. Uhlig (12) ca „Mesozoische Randmulde". Acest sinclinal, împreună cu anticlinalul Lunca reprezintă o arie de sedimentare moderat subsidentă, o treaptă ce a rămas relativ ridicată în mişcarea generală de scufundare a bazinului de fliş. Ea va fi desemnată ca zona de şelf sau ca şelful intern al acestui bazin.

Zona situată la exteriorul anticlinalului Lunca corespunde cu şanţul larg şi puternic subsident al flişului eocretacic intern.

SOCLUL PRECRETACIC

Şisturile cristaline care apar pe flancul intern al sinclinalului Hăghimaş sînt micaşisturi şi gnaise, cele ale flancului extern sînt cuarţite cu sericit şi şisturi sericitoase şi grafitoase. Raporturile între cele două serii cristaline sînt în general mascate de cuvertura mezozoică, dar în extremitatea sudică a Hăghimaşului, şi anume în împrejurimile satului Frumoasa, se pot observa şisturi cuarţitice şi sericitice stînd normal pe gnaisele menţionate şi suportînd dolomite triasice (Dealul Ordaş).

Triasicul are de obicei în bază conglomerate cuarţitice. Acestea nu depăşesc cîţiva metri grosime. Pe alocuri chiar lipsesc cu desăvîrşire şi, în acest caz, şisturile cristaline suportă direct dolomite masive.

Dolomitele ating 150 m grosime. Dezvoltarea lor este însă inegală, pe alocuri grosimea lor putîndu-se reduce la cîţiva metri. Asociate cu dolomitele se găsesc uneori şisturi argiloase, micacee, violacee sau verzui (Delniţa, Dealul Ordaş).

Ultimul termen al triasicului îl reprezintă calcarele marmoreene cenuşii şi roz-gălbui, recristalizate, deseori brecioase, avînd 4—5 m grosime. La nord de Dealul Frumos, în jurul cotei 1271 se observă o condensare

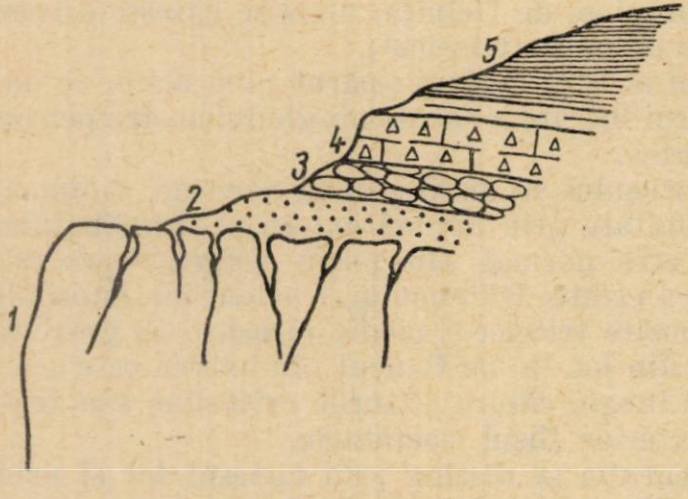


Fig. 1. — Secţiune schematizată prin doggerul din Dealul Frumos.

1, Calcare marmoreene ale triasicului (5 m); *2*, calcare feruginoase în parte oolitice, roşii şi violacee, cu fragmente angulare de calcare triasice şi cu belemniţi, infiltrate în fisurile calcarelor din culcuş (1—1,5 m); *3*, marne şi calcare marnoase cenuşii-verzui, nodulare, cu granule negre fero-fosfatice (1 m); *4*, calcare cenuşii spatice (1,5 m); *5*, argilite şi gresii fin micacee (siltite) în plăci sau foioase, formînd baza depozitelor eocretacice.

extremă a seriei de depozite triasice, probabil în legătură cu o ridicare preexistentă a fundamentului cristalin. Imediat la vest de această cotă, grosimea dolomitelor scade pînă la mai puţin de 1 m, aşa încît calcarele

marmoreene ajung aproape în contact cu șisturile cristaline sau cu conglomeratele triasicului inferior, care au și ele o grosime foarte redusă.

Doggerul din această parte meridională a Masivului Hăghimaș prezintă un facies net deosebit de cel dezvoltat în partea centrală a sa, în împrejurimile Lacului Roșu. O secțiune mai completă a depozitelor medio-jurasice poate fi examinată pe culmea Dealului Frumos (fig. 1).

O altă ivire de calcare medio-jurasice se observă la nord de cota 1271, unde orizontul bazal al depozitelor doggerului cuprinde calcare oolitice roșii. În sfîrșit, roci medio-jurasice se mai găsesc deasupra dolomitelor din Dealul Ordaș. Aici însă doggerul îmbracă caractere litologice oarecum diferite, fiind reprezentat prin gresii cuarțitice gălbui, cu ciment calcaros și cu granule negre reprezentînd ferolite. Ivirile de dogger au nu numai o grosime redusă, dar și o extensiune laterală restrînsă sub depozitele cretacice. Acestea din urmă acoperă transgresiv toate formațiunile menționate.

STRATIGRAFIA FLIȘULUI EOCRETACIC

I. ZONA ȘELFULUI INTERN

A. Sinclinalul Hăghimaș și anticlinalul Lunca

În partea meridională a Munților Hăghimașului (fig. 7), șelful intern este deosebit de îngust. Lățimea lui variază între 1 și 2 km. Cretacicul inferior din zona șelfului cuprinde în intervalul berriasianului, valanginianului și hauterivianului depozite pelagice și hemipelagice, precum și depozite de „fliș" calcaros sau greso-calcaros, iar în intervalul barremian-apțianului depozite de wildflysch.

Succesiunea diferiților termeni este comparabilă cu cea a flișului eocretacic dezvoltat pe flancul extern al sinclinalului Rarău și în anticlinalele situate la exteriorul lui, al căror sîmbure cuprinde șisturi cristaline și depozite triasice. Între depozitele eocretacice din cele două sinclinale (Rarău și Hăghimaș) există numeroase trăsături comune în ceea ce privește litologia. În această privință trebuie să reamintim că Gr. Popescu și D. Patrulius au precizat cu alt prilej[1]), că „stratele cu *Aptychus*" din împrejurimile Cîmpulungului-Moldovenesc nu constituie un orizont bazal al cretacicului, inferior flișului, ci sînt intercalate în succesiunea depozitelor de fliș, avînd un caracter episodic. „Stratele cu *Aptychus*" care se găsesc pe flancurile anticlinalului Lunca au o poziție și o dezvoltare similare. În consecință, ele au nu fost separate ca orizont distinct, inferior flișului. Un caz asemănător este cel al „stratelor de Azuga" dezvoltate în Munții Baiului. În aceste condiții, autorii consideră că este preferabil

[1]) Gr. Popescu și D. Patrulius, *Contribuții la studiul cretacicului și al klippelor triasice din Rarău*, Comunicare ținută în ședința Comitetului geologic, 1956 (manuscris).

de a desemna ca strate de Sinaia toată succesiunea depozitelor berriasiene, valanginiene şi hauteriviene dezvoltate pe marginea masivului cristalin moldav şi în zona şanţului intern.

Stratele de Sinaia

Stratele de Sinaia din zona şelfului intern au de la 400 la 1 000 m grosime. În succesiunea lor se disting trei termeni : în bază depozite hemipelagice argiloase şi argilo-marnoase în bună parte aleuritice (siltite), brune şi negricioase; în partea mijlocie un „fliş" calcaros cu intercalaţii de depozite pelagice de tipul „stratelor cu *Aptychus*", iar la partea superioară un fliş greso-calcaros cu gresii, şisturi şi calcare negricioase.

1. *Orizontul argilitelor, siltitelor şi gresiilor brune-negricioase*

Acest orizont are o grosime de 100—120 m şi este transgresiv pe şisturile cristaline, triasicul şi doggerul din anticlinalul Lunca. Spre marginea internă a şelfului (flancul intern al sinclinalului Hăghimaş), el se efilează pînă la dispariţie, aşa încît în împrejurimile localităţii Frumoasa, unde depozitele eocretacice se extind departe spre vest, soclul precretacic suportă direct rocile „flişului" calcaros, care constituie termenul mijlociu al stratelor de Sinaia în regiunea cercetată.

Rocile cele mai răspîndite ale complexului inferior sînt reprezentate prin argilite, uneori marnoase sau silicioase, casante, apoi prin siltite şi gresii fine, micacee. Ca roci mai particulare, puţin frecvente se întîlnesc :

— silicolite negricioase, cu numeroşi radiolari şi spiculi de spongieri;

— brecii cu elemente de calcare negricioase, de dolomite triasice şi rare fragmente de şisturi cristaline;

— calcarenite şi calcare oolitice negricioase cu fragmente de calcit spatic şi, local (valea Întunecată), cu rare exemplare de *Trocholina alpina* (Leupold) şi *Tr. elongata* (Leupold);

— argilite marnoase şi marno-calcare sideritice cu crustă limonitică.

Depozitele menţionate constituie un ansamblu omogen, cuprinzînd pachete de roci cu aspect compact. De obicei gresiile nu sînt net individualizate în raport cu depozitele mai fine şi nu prezintă hieroglife. Siltitele constituie bancuri groase, compacte, foioase sau cu separaţie în plăci. În unele varietăţi de argilite sau siltite se găsesc benzi foarte subţiri de material arenitic.

Acelaşi orizont prezintă la Delniţa trăsături sedimentare oarecum deosebite şi asupra cărora se va reveni mai departe.

În orice caz, pe flancurile anticlinalului Lunca, depozitele care constituie baza stratelor de Sinaia nu îmbracă caractere pregnante de fliş. Este de menţionat, în sfîrşit, că rocile acestui orizont sînt local figurate pe harta lui I. B ă n c i l ă (1) ca reprezentînd doggerul (valea Strîmbă pîrîul Rana, valea Întunecată).

2. *„Flișul" calcaros cu intercalații de depozite pelagice („strate cu Aptychus")*

Al doilea termen al stratelor de Sinaia cuprinde depozite ale unui fliș cu anumite aspecte particulare, depozite pelagice formînd intercalații relativ groase și omogene și, în sfîrșit, depozite cu caractere intermediare. Grosimea acestui al doilea termen prezintă variații considerabile de la 150 pînă la 600 m.

Depozitele de „fliș" calcaros sînt caracterizate printr-o alternanță deasă de marne moi, în parte șistoase, de marno-calcare sau calcare marnoase și de gresii în strate subțiri, uneori cu bioglife pe fața inferioară. Un profil instructiv al flișului menționat poate fi observat pe versantul stîng al văii Rații. În acest loc partea inferioară a flișului calcaros cuprinde :

— gresii subțiri (0,5—2 cm), dure, calcaroase, cu rare vine de calcit și bioglife ;

— siltite dure, marnoase, cu perforații datorite organismelor pelo- și psamofage și cu mecanoglife constituite din material arenitic mai grosier ;

— marne compacte, șistoase, foioase sau în plăci ;

— marno-calcare de culoare cenușie deschis în strate de 4—5 cm.

În partea mijlocie a acestei succesiuni ritmice se observă gresii în plăci, relativ mai numeroase, cu textură laminară cu fețe de alterație ruginie și marno-calcare în strate mai groase (10—20 cm), alternînd cu șisturi marnoase mai întunecate. Se întîlnesc și unele gresii cu fragmente de marno-calcare resedimentate, precum și rare calcarenite constituite din fragmente de calcare cenușii închis, calcit spatic și filite sericitoase. Spre partea superioară a „flișului" calcaros, marno-calcarele devin mai rare și domină marne dure, șistoase și cu vagă tentă verzuie.

Depozitele pelagice, desemnate în mod obișnuit ca „strate cu *Aptychus*" sînt reprezentate prin marne tari, marno-calcare și calcare marnoase. Primele sînt compacte și omogene, uneori șistoase, au o spărtură concoidală și o culoare cenușie deschis, pe alocuri cu o slabă nuanță verzuie sau cu pete violacee. Marno-calcarele, de culoare cenușie deschis sau roșie, apar sub formă de plăci sau lespezi, separate prin șisturi marnoase (confluența văii Întunecate cu valea Trotușului). Unele varietăți de calcare marnoase roșii prezintă o structură microbrecioasă pînă la micronodulară. Pe lîngă aceste tipuri litologice se mai întîlnesc, ca depozite subordonate, roci marnoase-aleuritice (siltite) și gresii fine, micacee, sub formă de benzi subțiri. Marno-calcarele și calcarele marnoase conțin radiolari conservați în calcit, rare tintinnide (*Calpionella alpina* Lorenz) și, constant, mici grăunți diseminați de cuarț. Pe pîrîul Antaluc, în aceste roci se găsesc exemplare fragmentare de *Lamellaptychus*.

„Stratele cu *Aptychus*" au pînă la 40 m grosime și o dezvoltare locală. Ele se găsesc intercalate în jumătatea inferioară a „flișului" calcaros (pîrîul Antaluc, versantul stîng al Trotușului la sud de gura văii Întunecate, valea Rații, pîrîul Rana Mică).

Depozitele cu caractere intermediare sînt constituite din :

— marne mai moi și siltite marnoase, cenușii deschis, cu o vagă textură laminară ;

— marne şistoase sau în plăci cenuşii, uneori roşii violacee şi satinate (muntele Păgînului, pîrîul afluent stîng al văii Trotuşului la Şchiopeni — Santatelek);

— calcare marnoase în plăci subţiri;

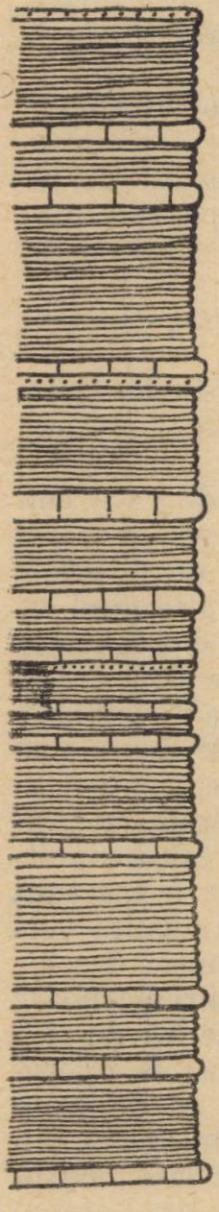


Fig. 2. — Succesiune de şisturi marnoase, marno-calcare şi gresii în „flişul" calcaros.

←

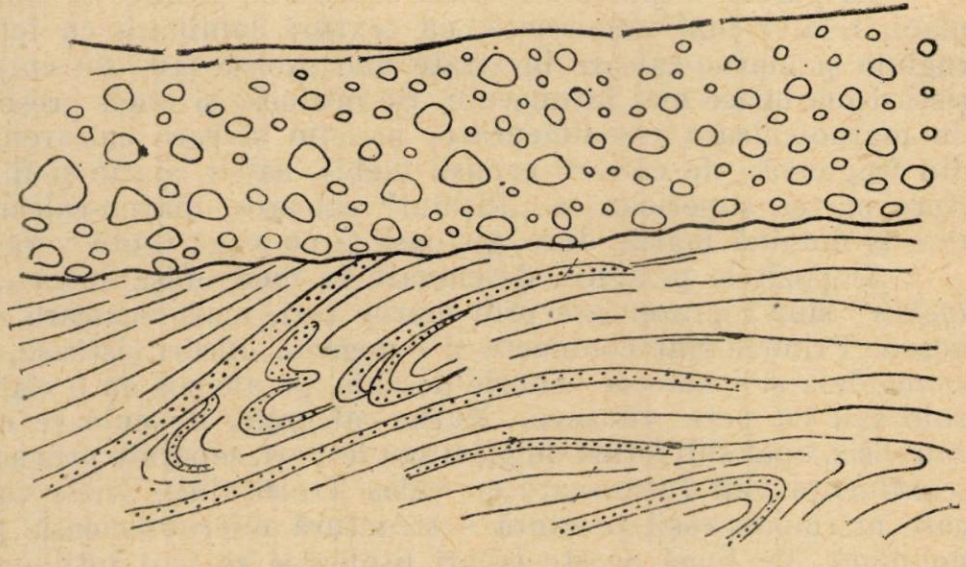


Fig. 3. — Încreţirea stratelor de Sinaia sub conglomeratul bazal discordant al complexului de wildflysch barremian-apţian (versantul stîng al văii Întunecate).

— siltite cu aspect xiloid (muntele Păgînului, Delniţa);

— subordonat, gresii sub formă de benzi subţiri, puţin distincte, uneori cu fragmente cărbunoase.

Stratificaţia acestor roci nu este netă, iar stratele sînt în general subţiri (fig. 2).

3. *Flişul greso-calcaros*

Termenul superior al stratelor de Sinaia din sinclinalul Hăghimaş cuprinde:

— gresii în plăci, dure, calcaroase, de culoare negricioasă, cu vine de calcit alb, avînd uneori o textură laminară sau ondulată, precum și hieroglife;

— șisturi tari argilo-marnoase;
— siltite marnoase compacte;
— calcare negricioase.

Aceste roci prezintă tectofaciesul obișnuit al stratelor de Sinaia, caracterizat prin abundența diaclazelor și prin prezența stratelor acoperite de o peliculă de argilă negricioasă, lucioasă prin fricțiune. Local (valea Strîmbă, valea Întunecată), se observă strate puternic conturnate, cute culcate de ordinul decimetrului sau metrului, cute în Z (fig. 3). Această încreștire localizată la anumite nivele ale flișului greso-calcaros ar putea fi datorită unor alunecări gravitaționale survenite înainte de depunerea conglomeratelor bazale ale complexului barremian-apțian și determinate de o anumită instabilitate tectonică. Într-o altă interpretare, ar fi vorba de cute de tracțiune („drag-folds") formate prin disarmonie de cutare după depunerea complexului barremian-apțian. În favoarea primei eventualități pledează poziția discordantă a termenului următor, remarcată încă din 1925 de D. M. Preda și I. Atanasiu (10) și care pune în evidență condiții de instabilitate tectonică mai marcată la sfîrșitul neocomianului inferior.

★

În ceea ce privește corelarea diferiților termeni separați, reamintim că Fr. Herbich (4) citează în valea Strîmbă *Aptychus didayi* Coquand formă care se întîlnește frecvent în valanginianul superior, dar și în hauterivianul inferior (bazinul Dîmbovicioarei). Cum în valea Strîmbă nu apar „stratele cu *Aptychus*", este probabil că această formă provine din „flișul" calcaros. Un alt *Aptychus* cu ornamentație recurentă și anume *Aptychus seranonis* Coquand, este citat de I. Băncilă în „stratele cu *Aptychus*" dîn pîrîul Antaluc (1). Această din urmă formă este mai răspîndită în hauterivianul inferior. Așadar, primul termen al stratelor de Sinaia în care se găsește specia *Trocholina alpina* (Leupold) este de vîrstă berriasiană, cel de-al doilea termen ar putea reprezenta valanginianul și hauterivianul inferior, iar ultimul hauterivianul superior.

Complexul de wildflysch al barremian-apțianului

Termenul următor al depozitelor eocretacice din zona de șelf este discordant în raport cu stratele de Sinaia și cuprinde:

— șisturi argiloase sau argilo-marnoase;
— argilite, siltite și rare gresii de culoare închisă;
— conglomerate tilloide, brecii, argile cu blocuri (olistostrome);
— lentile sporadice de calcare recifale.

Depozitele argilo-marnoase și siltitele sînt deseori foioase sau se desfac în plăci cu fețe plane, cîteodată satinate. Prin alterație capătă o tentă

brună şi pe alocuri se remarcă pete ruginii. În aceste depozite se găsesc intercalate rare gresii cu stratificaţie de curent, cu laminaţie ondulată şi cu mecanoglife de curent, calcarenite gradate, negricioase, bogate în pirită şi lentile mari de brecii cu fragmente de şisturi cristaline. Pe alocuri se observă nivele de gresii puternic diaclazate şi şisturi conturnate (versantul stîng al văii Strîmbe).

În ansamblu, aceste depozite de culoare închisă sînt comparabile cu cele dezvoltate în acelaşi interval stratigrafic în Munţii Perşani şi în Masivul Rarău. Trebuie notat totuşi faptul că în partea sudică a Munţilor Hăghimaş—Ciuc nu se observă decît iviri sporadice de olistostrome tipice, constituite din argile plastice cu blocuri diseminate de calcare, aşa cum se întîlnesc larg dezvoltate în Perşani, în Rarău sau în partea de nord a Hăghimaşului (Cheile mici ale Bicazului).

Conglomeratele şi breciile barremian-apţianului prezintă unele caractere particulare. Elementele lor constitutive sînt în majoritate calcare microdetritice (calcarenite) cenuşii şi negricioase, cu gasteropode şi rare pachyodonte provenind din recifi contemporani. Unele dintre aceste calcare constituie blocuri de mari dimensiuni (pînă la 50 m³). În al doilea rînd ca frecvenţă vin diabazele, în parte amigdaloide, apoi dolomite gălbui, calcare triasice negricioase şi bituminoase, gnaise, mai rar şisturi sericitoase. Ca elemente încă şi mai rare sînt de menţionat calcarele negre vermiculare din triasicul mediu, marnele nisipoase cu belemniţi din toarcian sau aalenian, calcarele marnoase cu *Lamellaptychus* din malm.

Conglomeratele sînt în majoritate de tip tilloid. Se disting două varietăţi : conglomerate-brecii cu matrice puţin dezvoltată şi conglomerate în care matricea argilo-marnoasă este abundentă. Primele reprezintă un amestec haotic de elemente cu dimensiuni foarte variate, în parte angulare. În aceste conglomerate se găsesc şi enclave de şisturi argilo-marnoase smulse din substrat.

Conglomeratele tilloide sînt dezvoltate atît la baza complexului de wildflysch barremian-apţian, cît şi la partea superioară a acestui complex. Orizontul bazal de conglomerate este în general subţire şi conţine foarte numeroase elemente de diabaze amigdaloide.

Depozitele de tipul olistostromelor constituie apariţii sporadice pe linia de creastă între muntele Păgînului şi Dealul Frumos şi pe pîrîul Orotaş. Este vorba de depozite argiloase lipsite sau aproape lipsite de stratificaţie, puţin consistente şi în care se găsesc diseminate elemente colţurate de şisturi cristaline sericitoase şi elemente, în parte subrotunjite, de cuarţite.

Calcarele recifale asociate depozitelor de wildflysch sînt de culoare închisă şi au o structură microdetritică. Pe alocuri conţin numeroase microgasteropode. Asemenea calcare se găsesc dezvoltate pe ambii versanţi ai văii Orotaş, sub formă de mari lentile în contact cu dolomitele de pe flancul intern al sinclinalului Hăghimaş, sau intercalate în succesiunea de şisturi argiloase şi siltite a complexului de wildflysch.

În partea centrală a sinclinalului Hăghimaş şi pe flancul său intern calcarele recifale şi conglomeratele au o dezvoltare mai importantă. Pe lîngă rocile menţionate se întîlnesc şi marne nisipoase şi gresii marnoase

cu faună neritică din barremianul superior și apțianul inferior (8), (9). Complexul similar de wildflysch din sinclinalul Rarăului cuprinde și el calcare recifale și marne, a căror bogată faună cu orbitoline, corali, pachyodonte, gasteropode și amoniți indică aceeași vîrstă (9).

Poziția discordantă a complexului barremian-apțian este marcată prin suprapunerea conglomeratelor din bază peste diferiți termeni ai stratelor de Sinaia (între Dealul Frumos și muntele Păgînului).

Cutele presupuse de alunecare la partea superioară a stratelor de Sinaia, poziția discordantă a complexului de wildflysch barremian-apțian, dezvoltarea conglomeratelor începînd chiar din baza acestuia și marcînd prin aceasta o discontinuitate litologică netă în raport cu stratele de Sinaia, pun în evidență o etapă de diastrofism mai intens la sfîrșitul hauterivianului. În cursul acestei etape a avut loc înălțarea ținutului din spate din care provin elementele conglomeratelor și totodată ridicarea anticlinalului Lunca, așa cum arată de altfel și căderea mai acuzată spre interior a stratelor de Sinaia în raport cu cea a depozitelor de wildflysch.

B. Anticlinalul Delnița

În extremitatea sudică a Masivului Hăghimaș se manifestă o tendință netă de extensiune spre vest a stratelor de Sinaia.

În direcția sud-vest, orizontul bazal de argilite și siltite de culoare închisă se reduce pînă la dispariție, grosimea „flișului" calcaros descrește rapid, iar anticlinalul Lunca își pierde individualitatea.

Mai departe spre sud, și anume la Delnița (fig. 8), șisturile cristaline și depozitele triasice reapar în nucleul unui anticlinal culcat a cărui șarnieră este plonjantă spre est. Poziția lui, aparent mai externă în raport cu anticlinalul Lunca, este greu de precizat. Imediat la vest se dezvoltă Depresiunea inferioară a Ciucului, colmatată cu depozite cuaternare, iar pe marginea internă a acestei depresiuni, la Rac, se întîlnește o ivire restrînsă de șisturi cristaline. S-ar putea astfel presupune că între Delnița și Rac substratul depozitelor neogene din Depresiunea Ciucului este constituit numai din șisturi cristaline și eventual din depozite triasice și că poziția aparent mai externă a anticlinalului Delnița se datorește unei decroșări. S-ar mai putea presupune că acest anticlinal corespunde cu vîrful unui promontoriu al reliefului precretacic.

Stratele de Sinaia, care constituie flancul invers al anticlinalului Delnița, par să corespundă unei zone de sedimentație mai profunde. Pornind de la contactul cu depozitele triasice spre exterior, se disting următorii doi termeni ai succesiunii acestor strate :

1. Orizontul bazal, cuprinzînd gresii fine și siltite brune, negricioase, șisturi argiloase în parte satinate, precum și rare intercalații de marno-calcare sideritice și de brecii calcaroase negricioase cu elemente de calcare negre, de dolomite triasice și, subordonat, de șisturi cristaline. Stratificația orizontului este mult mai netă decît pe flancurile anticlinalului Lunca, gresiile fiind mai bine individualizate. În ansamblu, acest orizont prezintă un caracter flișoid (Băile-Borzovei).

2. „Fliş" calcaros, cu şisturi marnoase, în parte xiloide sau foioase, ardeziforme, cu calcare marnoase în plăci şi rare gresii. Aceste depozite îmbracă tipul depozitelor intermediare din succesiunea „flişului" calcaros dezvoltat pe flancurile anticlinalului Lunca, dar au o grosime mult mai redusă.

Urmează şisturi argiloase satinate, larg dezvoltate spre est, în zona corespunzătoare şanţului puternic subsident în care s-au acumulat stratele de Sinaia.

II. ZONA ŞANŢULUI INTERN AL FLIŞULUI CRETACIC

La est de anticlinalele Lunca şi Delniţa, se dezvoltă zona largă a flişului cretacic, caracterizată prin marea grosime a depozitelor acumulate, reprezentate prin strate de Sinaia şi un fliş barremian-apţian. Flişul eocretacic al acestei zone încalecă spre est depozitele neocretacice ale zonei flişului curbicortical.

Stratele de Sinaia

Şisturile argiloase, satinate, care urmează peste „flişul" calcaros din anticlinalul Delniţa, au o culoare cenuşie-negricioasă, cu o vagă tentă verzuie. În succesiunea acestor şisturi se găsesc intercalaţii de gresii cuarţitice cu totul subordonate, în general subţiri, deseori sub formă de lame avînd mai puţin de 1 cm, apoi calcare marnoase negricioase şi marno-calcare cenuşii sideritice, cu crustă de alteraţie ruginie.

Un fapt deosebit de interesant şi inedit pentru regiunea studiată îl constituie prezenţa, în depozitele şistoase, a unor intercalaţii de „strate de Azuga" tipice. Acestea din urmă sînt formate din şisturi satinate cenuşii-verzui şi roşii, foarte dure, precum şi din cuarţolite roşii şi verzi provenind din recristalizarea unor jaspuri. Rocile descrise se găsesc asociate cu mici lentile de diabaze.

Termenul următor este un fliş alcătuit din calcare marnoase foarte abundente, unele sub formă de bancuri groase pînă la 40—50 cm, din şisturi argilo-marnoase şi din gresii calcaroase avînd 2—10 cm grosime.

Urmează un fliş format mai ales din gresii, unele în bancuri ce depăşesc 50 cm grosime, relativ grosiere, din calcare marnoase, mai puţin abundente, uneori slab sideritice şi din microbrecii cu fragmente de şisturi cristaline sericitoase şi de calcare.

Spre nord, succesiunea şisturilor argiloase satinate se îmbogăţeşte în calcare marnoase, aşa că în cursul superior al văii Trotuşului aceste depozite aproape nu se mai disting de flişul cu calcare marnoase care constituie termenul următor. Flişul cu calcare marnoase prezintă o remarcabilă dezvoltare la est de Miercurea-Ciuc, spre Armăşeni, unde cuprinde pachete groase de roci calcaroase separate prin şisturi, precum şi rare intercalaţii de gresii.

În secţiunea palinspastică alăturată (fig. 4), sînt reprezentate relaţiile ipotetice dintre diferiţii termeni ai stratelor de Sinaia, dezvoltaţi pe şelful intern şi în şanţul intern.

O încercare de corelare cu termenii separaţi în succesiunea stratelor de Sinaia din Munţii Baiului este încă prematură. Trebuie semnalată totuşi asemănarea în ceea ce priveşte variaţia verticală de facies, considerată în ansamblu. În ambele regiuni termenii inferiori sînt constituiţi din roci fine (şisturi satinate şi calcare marnoase în plăci), materialul arenitic fiind cu totul subordonat. Acesta din urmă devine din ce în ce mai abundent spre partea superioară a stratelor de Sinaia. În Munţii

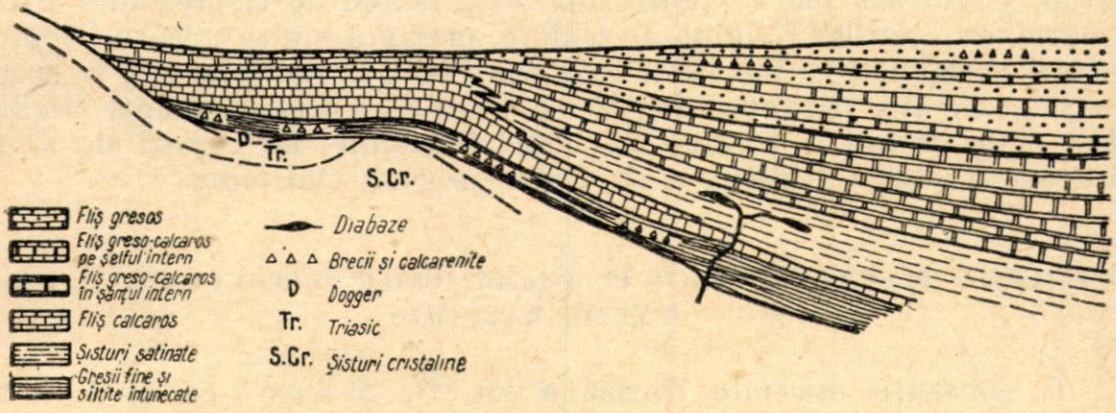


Fig. 4. — Secţiune palinspastică transversală, ilustrînd variaţiile de facies şi de grosime ale stratelor de Sinaia.

Baiului se distinge ca termen superior al stratelor de Sinaia, un orizont constituit din depozite marnoase şi gresii subţiri, avînd numeroase intercalaţii de brecii şi conglomerate. La est de Lunca, partea superioară a stratelor de Sinaia, pînă la contactul cu barremian-apţianul nu cuprinde decît rare intercalaţii de microbrecii.

Mai este de remarcat că partea inferioară a stratelor de Sinaia nu prezintă caracterele unui fliş tipic. Anumiţi termeni chiar (orizontul bazal cu siltite şi argilite, „stratele cu *Aptychus*") relevă un alt mod de sedimentare decît cel al flişului. În ceea ce priveşte „flişul" calcaros şi complexul şisturilor satinate, aceşti termeni au în comun cu formaţiunea tipică de fliş alternanţa deasă a rocilor constitutive; gresiile sînt însă cu totul subordonate, hieroglifele (reprezentate mai ales prin bioglife) constituie excepţii, iar stratificaţia gradată se observă rareori şi se discerne greu. În aceste condiţii se pune întrebarea dacă partea inferioară a stratelor de Sinaia nu reprezintă mai degrabă o formaţiune de tipul „prefliş" (11), corespunzătoare unei etape precursoare sedimentaţiei flişului propriu-zis.

Flişul barremian-apţian

Stratele de Sinaia sînt mărginite spre exterior de un fliş barremian-apţian cu caractere destul de particulare. Acest fliş este constituit din gresii calcaroase, deseori grosiere, uneori chiar conglomeratice, mai puţin dure şi cu o tentă mai deschisă decît gresiile stratelor de Sinaia. Gresiile apar în lespezi sau în bancuri şi sînt separate de depozite argilo-marnoase.

Pe lîngă gresii se întîlnesc intercalaţii de brecii cu fragmente de şisturi sericitoase, de calcare şi dolomite gălbui şi de conglomerate cu elemente bine rotunjite de cuarţite şi calcare cenuşii organogene de tip Stramberg. În plus, se mai găsesc şi rare intercalaţii de calcare marnoase cenuşii, cu feţe alburii, foarte asemănătoare cu calcarele marnoase ale stratelor de Sinaia.

Flişul barremian-apţian descris se distinge în bună măsură de flişul sincron, gresos sau marno-gresos dezvoltat la sud de Depresiunea Bîrsei, pe marginea Munţilor Baiului; în schimb, prezintă multe trăsături comune cu flişul barremian cu marno-calcare din Munţii Baraoltului (7), în special cu acela care este dezvoltat în partea centrală a acestor munţi (Belin—Aita), unde gresiile şi breciile sînt mai abundente, iar depozitele argilo-marnoase şi marno-calcarele sînt într-un procent mai redus.

RAPORTURILE FLIŞULUI CRETACIC CU FORMAŢIUNILE PRECRETACICE ALE MASIVULUI HĂGHIMAŞ

În concepţia devenită clasică a lui G. Macovei şi I. Atanasiu (5), (6), contactul între zona flişului şi zona cristalino-mezozoică este fie normal, fie marcat printr-un plan de ruptură cu caracter ezitant. Dar chiar şi în acest din urmă caz, termenii bazali ai flişului sînt aceia care se sprijină pe şisturile cristaline şi pe dolomitele triasice ale masivului cristalin moldav. Conform cu observaţiile acestor autori, o tendinţă mai netă de încălecare se manifestă între valea Bistricioarei la sud şi valea Bistriţei la nord.

Cercetările mai recente ale lui M. Bleahu (3) au arătat însă că această interpretare tectonică nu poate fi generalizată pentru tot frontul de contact al masivului cristalin cu flişul cretacic. În Maramureş, masivul cristalin al Carpaţilor Orientali încalecă puternic peste zona flişului, contactul fiind jalonat de ofiolite implicate într-o structură complicată de solzi. Raporturi similare de încălecare amplă sînt presupuse a exista şi mai la sud, în împrejurimile Cîmpulungului-Moldovenesc (valea Moldovei), unde masivul cristalin împreună cu cuvertura sa de triasic, fliş neocomian şi wildflysch barremian-apţian vine în contact direct cu zona şisturilor negre situată la exterior. În această regiune, flişul neocomian — care constituie o bandă îngustă pe marginea externă a masivului cristalin — este de tipul celui dezvoltat pe flancurile anticlinalului Lunca (în Masivul Hăghimaş) şi are o poziţie similară, flancînd cîteva anticlinale cu nucleu constituit din dolomite triasice. Practic deci, în valea Moldovei nu mai întîlnim zona de sedimentaţie puternic subsidentă a flişului cretacic intern dezvoltată la est de creasta Dămucului şi de anticlinalul Lunca.

Pornind de la aceste fapte, s-ar putea presupune că încălecarea masivului cristalin al Carpaţilor Orientali peste zona flişului situată la exterior se extinde şi mai departe spre sud, eventual pînă în extremitatea meridională a masivului menţionat. O astfel de interpretare este susţinută de către I. Băncilă (2). Totuşi, observaţiile efectuate de autori în valea superioară a Trotuşului arată că aici, exceptînd mici încălecări cu

caracter local, raporturile între flișul cretacic și masivul cristalin sînt în general normale.

Anticlinalul Lunca, situat în prelungirea spre sud a crestei Dămucului, este normal sau ușor vergent spre est. Termenii inferiori ai flișului cretacic au aceeași constituție litologică pe cele două flancuri ale sale. Nucleul anticlinalului, constituit din șisturi cristaline și depozite triasice, încalecă numai local flișul cretacic situat la exterior. Încălecarea cea mai marcată se observă în sectorul cuprins între Dealul Frumos și pîrîul Rației, unde șisturile cristaline și triasicul se reazemă pe flișul cu marno-calcare și șisturi satinate, acoperind termenii inferiori ai cretacicului (orizontul siltitelor brune și „flișul" calcaros cu intercalații de „strate cu *Aptychus*").

La nord de valea Strîmbă, mai precis la nord de valea Întunecată, se recunoaște un accident similar, dar aici conglomeratele triasicului inferior încalecă numai orizontul siltitelor brune.

Spre sud, nucleul anticlinalului apare pentru ultima oară pe versantul estic al muntelui Păgînului, unde constituie o mică butonieră cuprinzînd șisturi cristaline, conglomerate cuarțitice de tip Verrucano și dolomite ce încalecă spre exterior termenul bazal al depozitelor cretacice, reprezentat în acest sector prin „flișul" calcaros cu intercalații de „strate cu *Aptychus*".

Ceva mai la nord se află o altă mică butonieră care, în afară de șisturi cristaline, conglomerate cuarțitice și dolomite, cuprinde și o mică ivire de diabaze. Acestea din urmă sînt singurele diabaze observate pe flancul extern care par să aibă o poziție *in situ*. Începînd din acest punct spre sud-vest se desenează terminația periclinală a sinclinalului Hăghimaș. Banda de fliș calcaros situată la exteriorul anticlinalului Lunca prezintă o inflexiune în aceeași direcție, așa încît la poalele Dealului Ordaș rocile marnoase ale acestui termen vin să se așeze normal pe triasicul și pe gnaisele care constituie spre nord flancul intern al sinclinalului Hăghimaș.

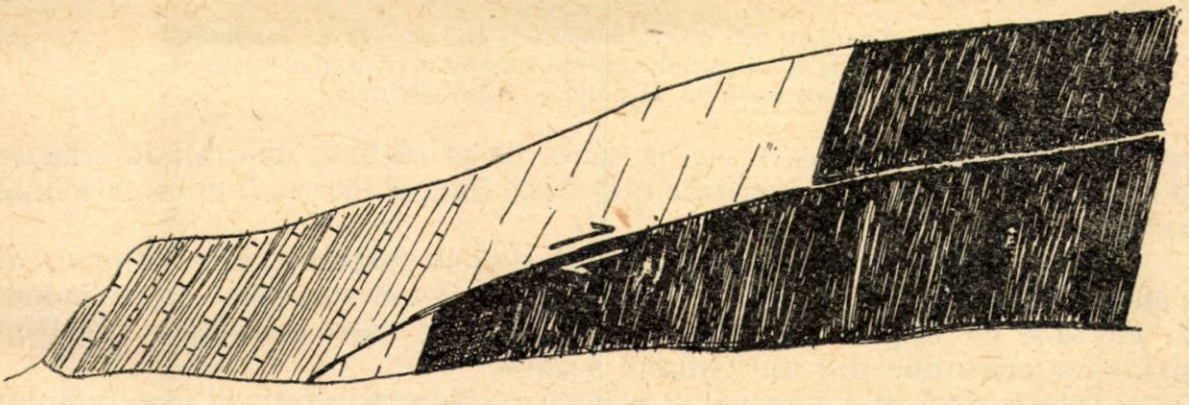


Fig. 5. — Microfalie slab înclinată, de tipul faliilor de forfecare, în „stratele cu *Aptychus*", la sud de gura văii Întunecate.

Accidentele disjunctive observate de-a lungul flancului extern al anticlinalului Lunca prezintă unele caractere particulare. Planul faliilor

de încălecare este pe alocuri slab înclinat, uneori suborizontal, în timp ce depozitele cretacice situate sub planul de încălcare sînt puternic redresate. Falii slab înclinate, de mică amploare, de tipul faliilor de forfecare, au fost observate în cadrul depozitelor cretacice ale flancului extern şi anume în cariera săpată în „stratele cu *Aptychus*", la sud de gura văii Întunecate (fig. 5).

Raporturi normale între şisturile cristaline şi dolomitele triasice, pe de o parte, şi flişul cretacic, pe de altă parte, au fost observate şi la est de Delniţa, între Miercurea-Ciuc şi extremitatea meridională a Ma-

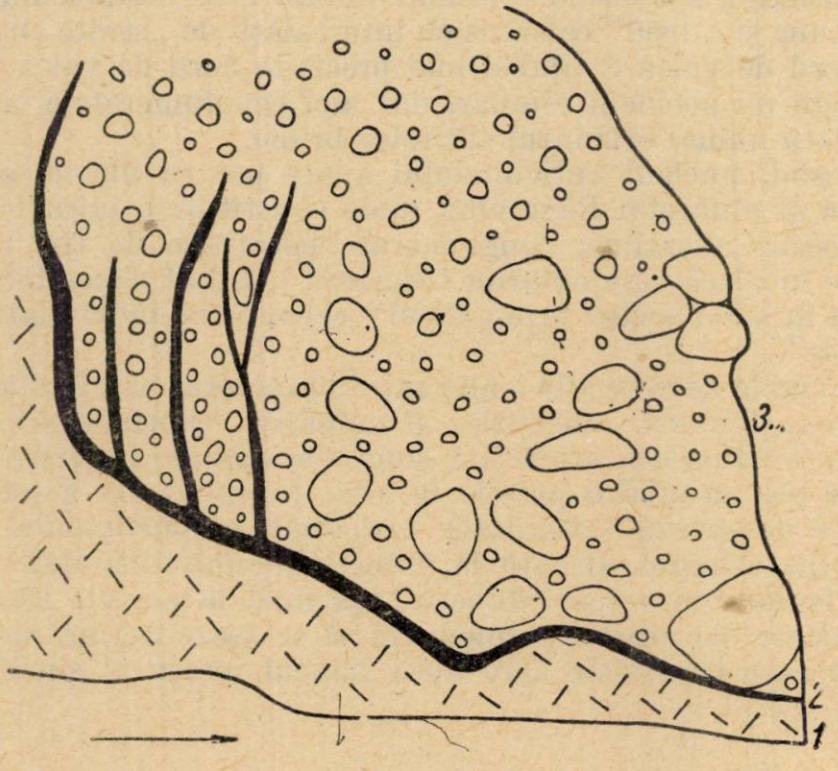


Fig. 6. — Contactul (*2*) dintre dolomitele triasice (*1*) şi conglomeratele tilloide ale wildflyschului barremian-apţian (*3*) pe flancul intern al sinclinalului Hăghimaş (valea Strîmbă).

sivului Hăghimaş. În acest sector, şisturile cristaline, dolomitele triasice şi baza flişului cretacic constituie împreună flancul invers al unui anticlinal culcat.

Exceptînd deci unele sectoare de întindere restrînsă, între Miercurea-Ciuc şi Lunca-de-Sus, termenii inferiori ai flişului cretacic sînt pretutindeni în contact cu depozitele triasice sau jurasice care constituie învelişul şisturilor cristaline din anticlinalul Lunca.

Într-o zonă mai internă, şi anume pe flancul intern al sinclinalului Hăghimaş, şisturile cristaline şi depozitele triasice sînt pe alocuri puternic redresate şi chiar deversate spre est peste complexul de wildflysch barremian-apţian. Între valea Strîmbă şi valea Întunecată şisturile cristaline stau pe dolomitele triasice şi înaintează spre est pînă pe conglomeratele tilloide ce constituie partea superioară a complexului de wildflysch. O

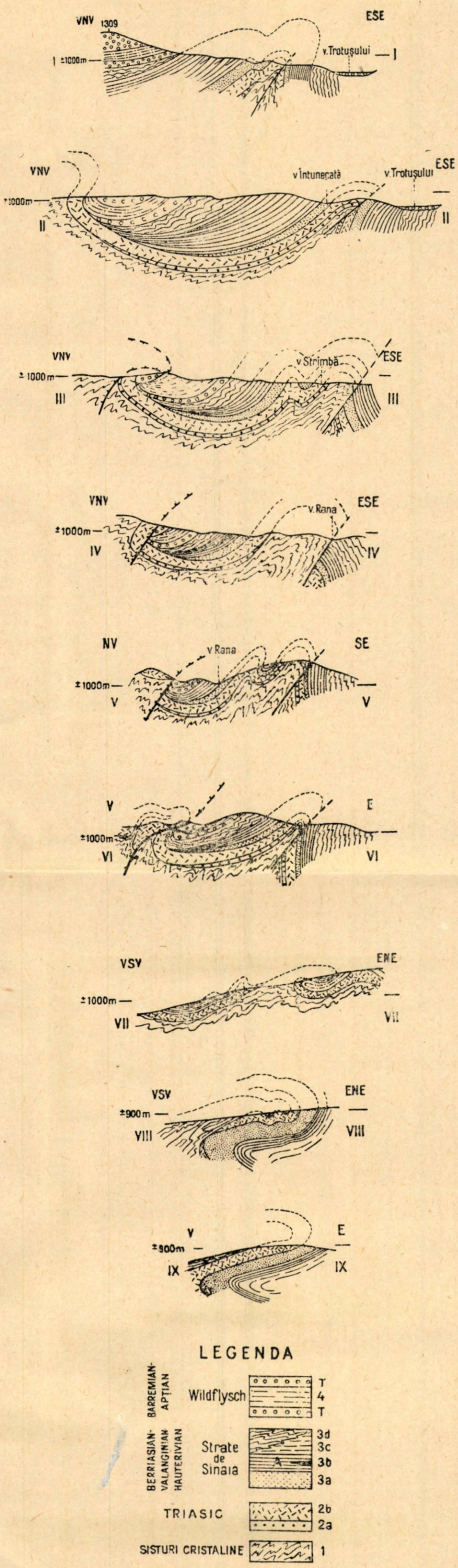
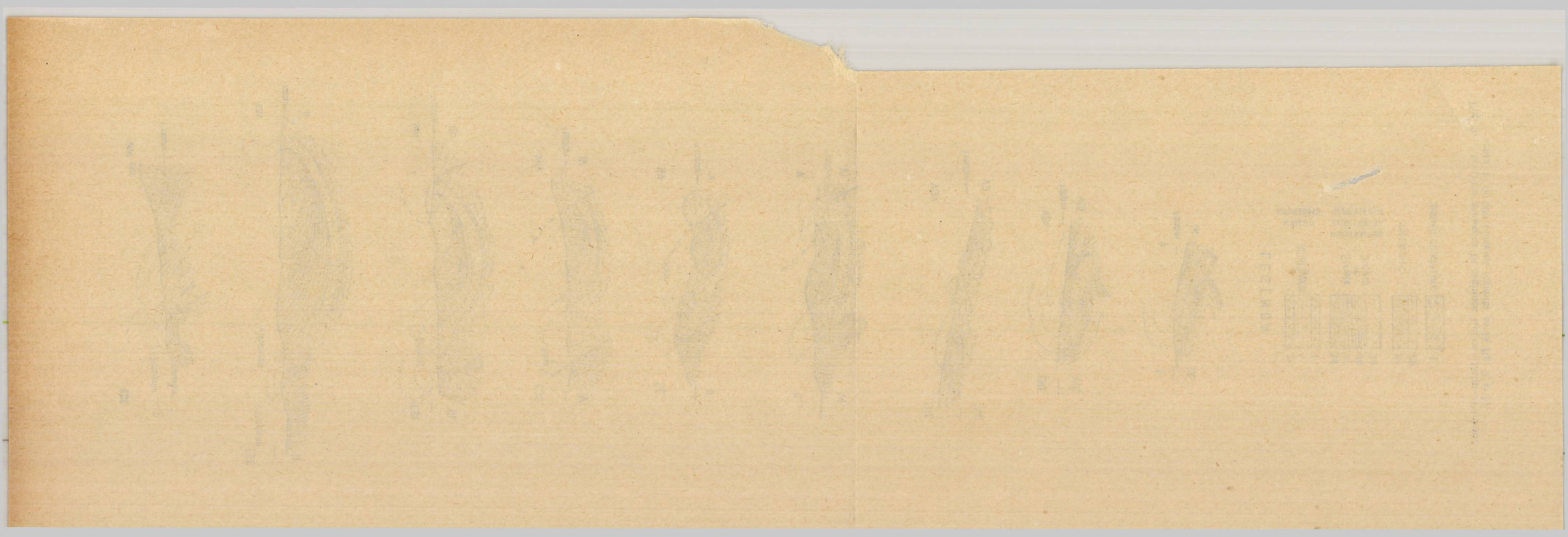


Fig. 9. — Secțiuni geologice în regiunea Lunca—Delni—Păuleni, scara 1 : 50 000 (aceeași legendă ca la fig. 7 și 8).



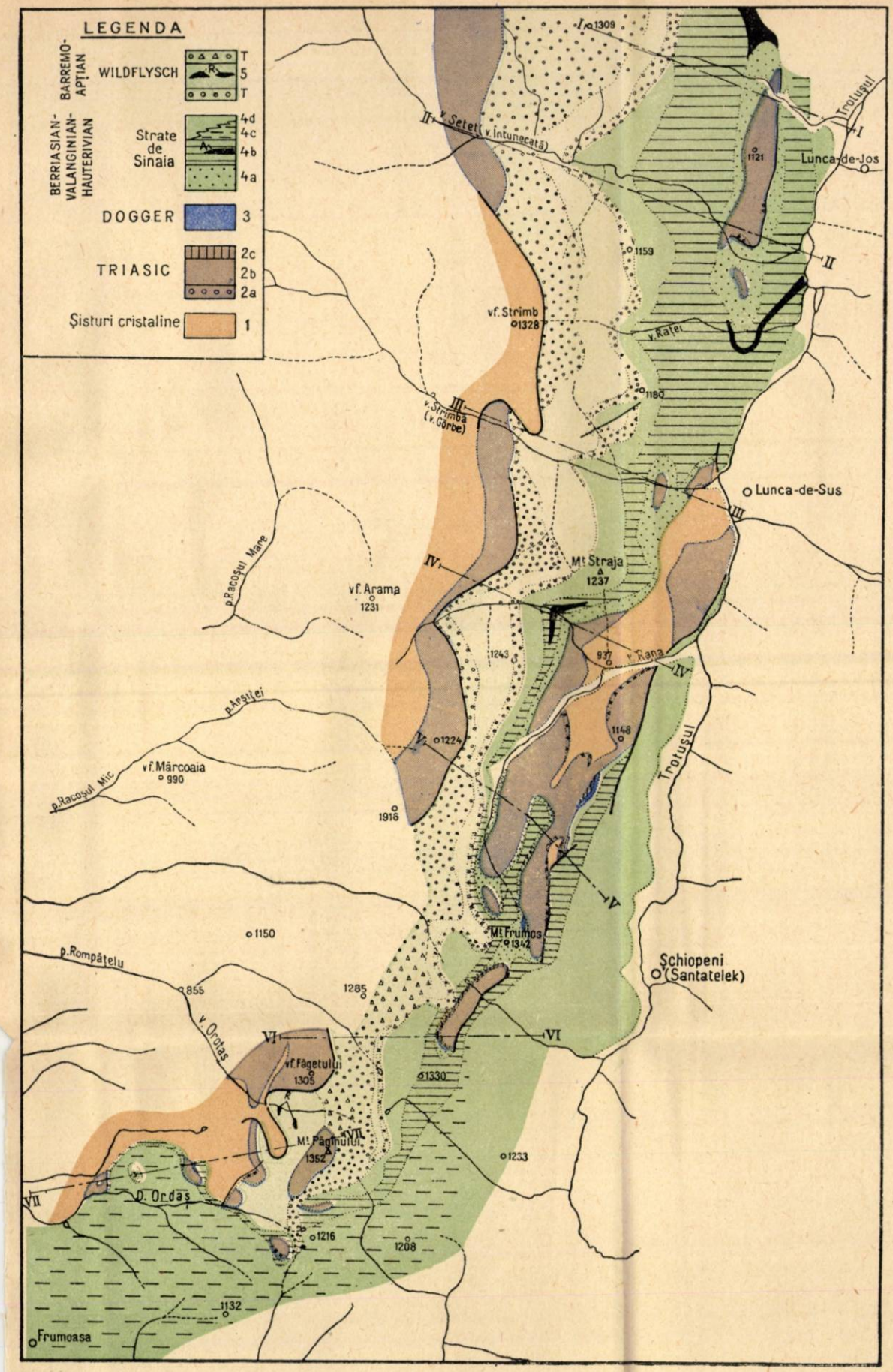


Fig. 8. — Harta geologică a regiunii Delnița (împrejurimile localității Miercurea-Ciuc); scara 1 : 50 000.

Legenda. Șisturi cristaline (*1*). Șisturi sericitoase și grafitoase; gnaise.
Triasic (*2*). Dolomite și calcare dolomitice.
Strate de Sinaia; *3a*, complex de siltite brune și negricioase; *3b*, „fliș" calcaros; *3c*, fliș cu șisturi satinate, rare, gresii, marno-calcare „strate de Azuga" cu lentile intercalate de diabaze (*δ*); *3d*, fliș greso-calcaros cu numeroase marno-calcare.
Pliocen (*4*). Nisipuri, marne și pietrișuri; aglomerate andezitice.
Cuaternar; *5a*, terase; *5b*, deluvii.

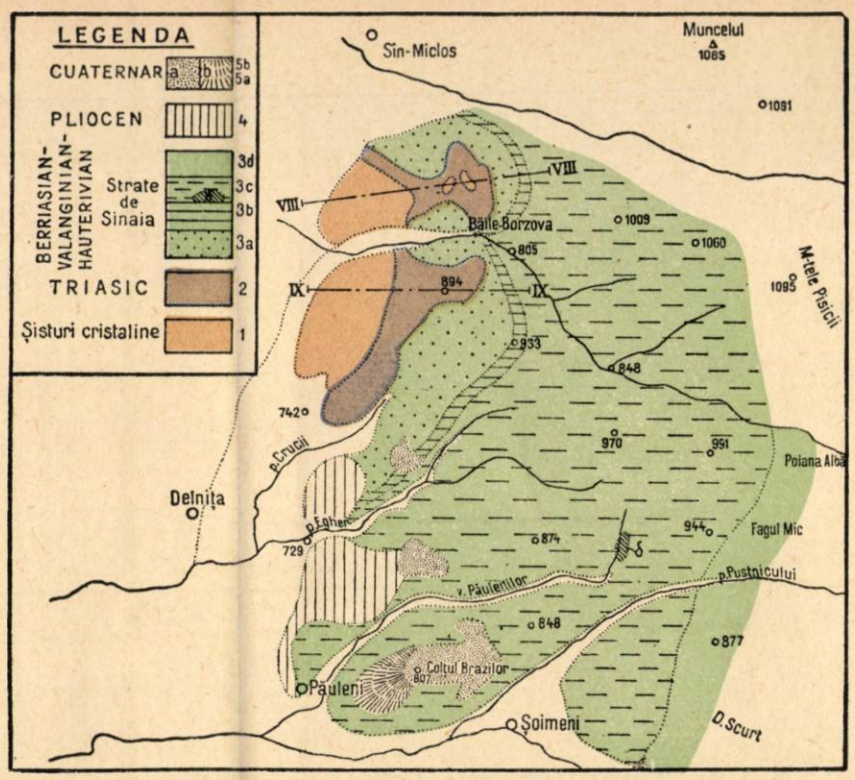
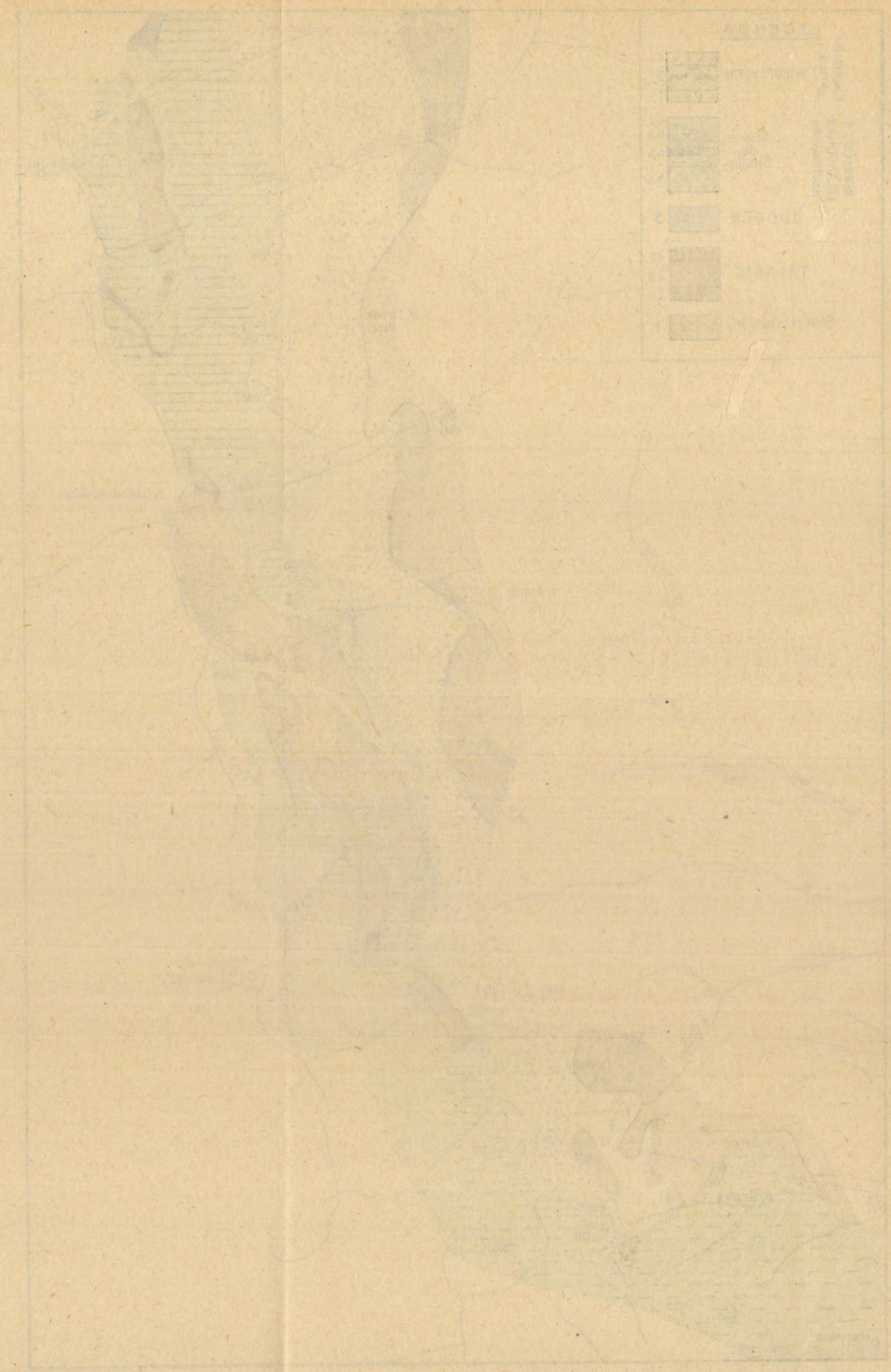


Fig. 7. — Harta geologică a regiunii Lunca—Frumoasa (cursul superior al văii Trotușului); scara 1:50 000.

Legenda. Șisturi cristaline (*1*); șisturi sericitoase și grafitoase; gnaise.
Triasic: *2a*, conglomerate și gresii cuarțitice de tip Verrucano (werfenian inferior); *2b*, dolomite și calcare dolomitice (werfenian superior-anisian); *2c*, calcare marmoreene (ladinian-triasic superior?).
Dogger (*3*). Calcare roșii, în parte oolitice; marne și calcare marnoase nodulare; gresii calcaroase gălbui.
Strate de Sinaia; *4a*, complex de siltite brune și negricioase; *4b*, „fliș" calcaros cu intercalații de „strate cu *Aptychus*" (*A*); *4c*, fliș cu șisturi satinate, rare, gresii și marno-calcare; *4d*, fliș greso-calcaros (cu numeroase marno-calcare în șantul intern).
Wildflysch (*5*). Șisturi argiloase, conglomerate tilloide (*T*), olistostrome și klippe de calcare recifale (*R*).



situație similară a dolomitelor se observă la nord de muntele Păgînului. Raporturile observate ar putea fi interpretate ca o încălecare a părții mai interne a masivului cristalin peste cretacicul din sinclinalul Hăghimaș. Totuși, în valea Strîmbă, unde se observă clar poziția conglomeratelor superioare ale complexului de wildflysch în raport cu dolomitele triasice, situația este absolut normală, conglomeratele tilloide așternîndu-se pe o suprafață erodată a dolomitelor (fig. 6).

Poziția normală a conglomeratelor superioare pe dolomitele triasice, ca și reducerea de grosime a orizontului bazal al cretacicului spre sud-vest (Frumoasa) arată că, de la exterior spre interior, diferiții termeni ai flișului cretacic se depășesc unul pe altul în ordinea succesiunii lor (fig. 9).

★

În concluzie, cercetările efectuate de noi în împrejurimile localității Miercurea-Ciuc și pe cursul superior al Trotușului pun în evidență următoarele fapte de observație :

1. Succesiunea depozitelor cretacice cuprinde un orizont bazal de siltite brune și negricioase cu intercalații de calcare oolitice și microdetritice cu *Trocholina alpina*. Acest orizont, care se poate urmări continuu a fost mai înainte atribuit parțial jurasicului (liasic sau dogger). El reprezintă berriasianul.

2. Marnele și marno-calcarele cenușii și roșii, desemnate în mod obișnuit sub numele de „strate cu *Aptychus*", nu constituie un orizont, ci au o dezvoltare locală în cadrul unui complex calcaros cu stratificație deasă. „Stratele cu *Aptychus*" reprezintă deci episoade de sedimentație pelagică în cadrul mai larg al sedimentației flișului cretacic.

3. La nord-est de Miercurea-Ciuc (valea Păulenilor), partea inferioară a flișului eocretacic cuprinde o intercalație de șisturi satinate roșii și verzi, asociată cu mici lentile de diabaze. Este ivirea cea mai nordică de „strate de Azuga", pusă pînă acum în evidență în sectorul de curbură a Carpaților.

4. Barremian-aptianul din sinclinalul Hăghimaș îmbracă faciesul de wildflysch și are o poziție discordantă față de stratele de Sinaia.

5. Flișul barremian-aptian dezvoltat la est de zona stratelor de Sinaia prezintă trăsături comune cu flișul sincron din Munții Baraoltului. Rezultă de aici că zona de facies a barremian-aptianului din cursul superior al Trotușului nu se prelungește direct spre sud, ci se îndreaptă spre sud-vest, urmărind tendința generală de inflexiune spre vest a zonelor de facies, în legătură cu scufundarea zonei cristaline mai interne între Miercurea-Ciuc și extremitatea de nord a Munților Făgărașului.

6. Flișul cretacic stă normal pe șisturile cristaline, triasicul și jurasicul Masivului Hăghimaș, între Lunca-de-Jos și Delnița. Între zona flișului și zona cristalino-mezozoică nu se distinge nici un accident tectonic mai important, similar celui care începe să se deseneze la nord de valea Bicazului, în Carpații Moldovei.

ЗАМЕЧАНИЯ О МЕЛОВОМ ФЛИШЕ, РАЗВИТОМ В ВЕРХОВЬЯХ ТРОТУША И В ОКРЕСТНОСТЯХ МЕРКУРЯ-ЧУК (ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)

РЕЗЮМЕ

В исследованном районе флишевые отложения образовались в двух различных зонах осадконакопления, отличающихся как фациальным составом, так и мощностями отложений. Более внутренняя зона осадконакопления, включающая синклиналь Хэгимаш, антиклиналь Лунка и антиклиналь Дельница, представляет собой площадь относительного опускания (внутренний шельф), а внешняя зона соответствует широкому трогу интенсивного опускания мелового флиша.

В зоне внутреннего шельфа развиты Синайские слои (берриас — валанжин — готерив) и „Дикий флиш" („Wildflysch") (баррем-апт).

В толще Синайских слоев выделяются следующие три комплекса:

— комплекс аргиллитов, силтитов, радиоляритов и черноватобурых песчаников (берриас);

— известковистые флишевые отложения, переслаивающиеся с „аптиховыми слоями" (валанжин — нижний готерив);

— известковисто-песчанистые флишевые отложения (верхний готерив).

Комплекс „Дикого флиша" баррем-аптского возраста, несогласно залегающий по отношению к Синайским слоям, представлен глинисто-мергелистыми сланцами, тиллитовидными конгломератами (два горизонта), олистостромами и спорадически развитыми, рифовыми известняками.

В зоне внешнего трога мелового флиша развиты Синайские слои и флишевые отложения баррем-аптского возраста.

В разрезе Синайских слоев наблюдается следующая последовательность напластований (снизу вверх):

— пачка глинистых шелковистых сланцев, с включением „Азугских слоев" в окрестностях с. Пэулень (шелковистые сланцы и красные и зеленые кварцолиты, к которым приурочены диабазовые линзы);

— песчанисто-известковистые флишевые отложения с многочисленными прослойками мергелистых известняков;

— флишевые отложения в основном песчанистого состава.

Флишевые образования баррем-аптского возраста представлены чередованием песчаников, конгломератов, брекчий и мергелистых известняков и приближаются к синхронным флишевым отложениям, развитым в горах Бараолта.

Зона мелового флиша занимает в общем нормальную стратиграфическую позицию по отношению к Кристаллической — мезозойской зоне. Между указанными зонами не наблюдается тектонических нарушений, указывающих на наличие значительного надвига.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематический разрез доггерских отложений на возвышенности Деалул Фрумос. *1* — Триасовые мраморные известняки (5 м); *2* — Железистые известняки, местами оолитовые, красного и фиолетового цвета, с угловатыми обломками триасовых известняков и белемнитами, сконцентрированными по трещинам в известняках лежачего бока (1—1,5 м); *3* — Мергели и мергелистые известняки, зеленовато-серые, узловатые, с черными фосфато-железистыми зернами (1 м); *4* — серые шпатовые известняки (1,5 м); *5* — аргилиты и тонкослюдистые песчаники (силты), пластинчатые или листоватые, залегающие в основании нижнемеловых отложений.

Рис. 2. — Последовательно напластованные мергелистые сланцы, мергелистые известняки и песчаники с постепенными взаимопереходами (известковистый „флиш").

Рис. 3. — Смятые в складки отложения Синайских слоев, несогласно перекрытые базальными конгломератами комплекса „Дикого флиша" баррем-аптского возраста (левый склон долины Ынтунеката).

Рис. 4. — Поперечный палинспастический разрез, наглядно подтверждающий невыдержанный характер фациального состава и мощностей Синайских слоев.

Рис. 5. — Микросброс, пологоспадающий, типа сбросов скола, в „Аптиховых слоях", к югу от устья долины Ынтунеката.

Рис. 6. — Контакт (*2*) триасских доломитов (*1*) и тиллитовидных конгломератов, входящих в состав комплекса „Дикого флиша" отложений баррем-аптского возраста (*3*) на внутреннем крыле синклинали Хэгимаш (дол. Стрымбэ).

Рис. 7. — Геологическая карта района Лунка-Фрумоаса (верхнее течение дол. Тротуша); м-б 1 : 50 000.

Легенда:

Кристаллические сланцы (*1*); серицитовые и графитовые сланцы; гнейсы. Триас: *2a* — конгломераты и кварцитовые песчаники типа Веррукано (нижний верфен): *2b* — доломиты и доломитовые известняки (верхний верфен — анисийский ярус); *2c* — мраморизованные известняки (ладинский ярус — верхний триас?). Доггер (*3*). Красные известняки, местами оолитовые; мергели и узловатые мергелистые известняки; желтоватые известковистые песчаники;

Синайские слои: *4a* — комплекс бурых и черноватых силтов; *4b* — известковистый „флиш" с включениями слоев с Aptychus (*A*); *4c* — флиш, представленный шелковистыми сланцами, редкими прослойками песчаника и мергелистых известняков; *4d* — известняково-песчанистый флиш (с многочисленными прослойками мергелистых известняков в зоне внутреннего трога; „Дикий флиш" (*5*). Глинистые сланцы, тиллитовидные конгломераты (*T*), олистостромы и останцы рифовых известняков (*R*).

Рис. 8. — Геологическая карта района Дельница (в окрестностях г. Меркуря-Чук), м-б 1 : 50 000.

Легенда:

Кристаллические сланцы (*1*). Серицитовые и графитовые разновидности; гнейсы. Триас (*2*). Доломиты и доломитовые известняки. Синайские слои: *3a* — комплекс бурых и черноватых силтитов; *3b* — известковистый флиш; *3c* — флиш, представленный шелковистыми сланцами с редкими прослойками песчаника, мергелистыми известняками; „Азугские слои" с включениями диабазовых линз (δ); *3d* — известковисто-песчанистый флиш с многочисленными прослоями мергелистых известняков. Плиоцен (*4*). Пески, мергели и галечники, андезитовые агломераты. Четвертичный период: *5a* — террасы; *5b* — делювий.

Рис. 9. — Геологические разрезы района Лунка — Дельница — Пэулень. М-б 1 : 50000. (Такая же легенда, как на рисунках 7 и 8).

OBSERVATIONS SUR LE FLYSCH CRÉTACÉ DE LA VALLÉE SUPÉRIEURE DU TROTUŞ ET DES ENVIRONS DE MIERCUREA-CIUC (CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

Les dépôts du Flysch éocrétacé de la région étudiée peuvent être répartis à deux zones de sédimentation qui se distinguent par leur faciès et par l'épaisseur des dépôts. La zone de sédimentation plus interne, comprenant le synclinal de Hăghimaş, l'anticlinal de Lunca et l'anticlinal de Delniţa, représente une aire de sédimentation modérément subsidente (le shelf interne) ; la zone plus externe correspond au sillon large et fortement subsident du Flysch crétacé.

Sur le shelf interne se développent les Couches de Sinaïa (Berriasien-Valanginien-Hauterivien) et des dépôts de Wildflysch (Barrémien-Aptien).

Dans les Couches de Sinaïa, trois horizons ont été séparés, à savoir :

— un horizon d'argilites, de siltites, de radiolarites et de grès brun-noirâtres (Berriasien) ;

— un « Flysch » calcaire à intercalations de dépôts pélagiques («Couches à *Aptychus* ») (Valanginien-Hauterivien inférieur) ;

— un Flysch gréso-calcaire (Hauterivien supérieur).

Le complexe du Wildflysch barrémien-aptien, qui est discordant par rapport aux Couches de Sinaïa sous-jacentes, comprend des schistes argilo-marneux, des conglomérats tilloïdes (deux niveaux), des olistho-stromes et, sporadiquement, des calcaires récifaux.

Dans la zone du sillon interne du Flysch crétacé se développent les Couches de Sinaïa et un Flysch barrémien-aptien.

La succession des Couches de Sinaïa comprend de bas en haut :

— un paquet à schistes argileux satinés avec une intercalation de «Couches d'Azuga » aux environs de Păuleni (schistes satinés et quartzolithes rouges et verts auxquels s'associent des lentilles de diabases) ;

— un Flysch gréso-calcaire à marno-calcaires très abondants ;

— un Flysch prédominant gréseux.

Le Flysch barrémien-aptien est constitué par une alternance de grès, de conglomérats, de brèches, de calcaires marneux. Ce Flysch présente des traits semblables au Flysch synchrone des monts Baraolt.

Les rapports entre la zone du Flysch crétacé et la zone cristallino-mésozoïque sont le plus souvent normaux.

On ne peut pas distinguer entre ces deux zones un accident tectonique ayant la valeur d'un chevauchement important.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Section schématique dans le Dogger de Dealul Frumos. *1*, Calcaires marmoréens du Triasique (5 m); *2*, calcaires ferrugineux, en partie oolithiques, rouges et violacés, à fragments angulaires de calcaires triasiques et à Bélemnites, infiltrés dans les fissures des calcaires du mur (1—1,5 m); *3*, marnes et calcaires marneux gris-verdâtres, nodulaires, à granules noirs ferrolithiques (1 m); *4*, calcaires gris spathiques (1,5 m); *5*, argilites et grès fins micacés (siltites) en plaques ou feuilletées, formant la base des dépôts éocrétacés.

Fig. 2. — Succession de schistes marneux, marno-calcaires et grès dans le « Flysch » calcaire.

Fig. 3. — Plissement des Couches de Sinaïa au-dessous du conglomérat basal discordant du complexe de Wildflysch barrémien-aptien (sur le versant gauche de Valea Întunecată).

Fig. 4. — Section palinspastique transversale, mettant en évidence les variations de faciès et d'épaisseur des Couches de Sinaïa.

Fig. 5. — Microfaille, légèrement inclinée, du type de faille de cisaillement dans les « Couches à *Aptychus* », au sud de l'embouchure de Valea Întunecată.

Fig. 6. — Le contact (*2*) entre les dolomies triasiques (*1*) et les conglomérats tilloïdes du Wildflysch barrémien-aptien (*3*) sur le flanc interne du synclinal de Hăghimaș (Valea Strîmbă).

Fig. 7. — Carte géologique de la région de Lunca—Frumoasa (cours supérieur de la vallée du Trotuș); échelle 1 : 50 000.

Légende :

Schistes cristallins (*1*); schistes sériciteux et graphiteux; gneiss; Triasique : *2a*, conglomérats et grès quartzitiques de type Verrucano (Werfénien inférieur); *2b*, dolomies et calcaires dolomitiques (Werfénien supérieur-Anisien); *2c*, calcaires marmoréens (Ladinien-Triasique supérieur); Dogger (*3*). Calcaires rouges partiellement oolithiques, marnes et calcaires marneux nodulaires, grès calcaires jaunâtres. Couches de Sinaïa (*4*) : *4a*, horizon de siltites brunes et noirâtres; *4b*, Flysch calcaire à intercalations de « Couches à *Aptychus* » (A); *4c*, Flysch à schistes satinés, rares grès et marnes calcaires; *4d*, Flysch gréso-calcaire (avec de nombreuses marnes calcaires dans le sillon interne). Wildflysch (*5*). Schistes argileux, conglomérats tilloïdes (*T*). olisthostromes et klippes de calcaires récifaux (*R*).

Fig. 8. — Carte géologique de la région de Delnița (environs de Miercurea-Ciuc). Échelle 1 : 50 000.

Légende :

Schistes cristallins (*1*). Schistes sériciteux et graphiteux; gneiss. Triasique (*2*). Dolomies et calcaires dolomitiques. Couches de Sinaïa : *3a*, complexe de silites brunes et noirâtres; *3b*, « Flysch » calcaire; *3c*, Flysch à schistes satinés, rares grès, marnes calcaires; « Couches d'Azuga » à lentilles intercalées de diabases (δ); *3d*, Flysch gréso-calcaire avec de nombreuses marnes calcaires. Pliocène (*4*). Sables, marnes et cailloutis; agglomérats andésitiques. Quaternaire (*5*) : *5a*, terrasses; *5b*, dépôts déluviaux.

Fig. 9. — Séctions géologiques dans la région de Lunca — Delnița — Păuleni. Échelle 1 : 50 000 (même légende que pour les figures 7 et 8).

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I., *Etude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXI.**
2. — *Geologia Carpaților Orientali*, Ed. științifică, București, 1958.
3. БЛЯХУ М. (В Д. ПАТРУЛИУС, И. К. МОТАШ, М. БЛЯХУ), *Геологическое строение румынского Марамуреша. Материалы Карпато-Балканской ассоциации*, Киев-Львов, 1960.
4. HERBICH FR., *Das Szeklerland*, Budapesta, 1878.
5. MACOVEI G., *Aperçu stratigraphique sur les Carpates Orientales*, Assoc. pour l'avanc. de la Géol. des Carpates. Guide des excursions, București, 1927.

6. MACOVEI G. et ATANASIU I., *La zone interne du Flysch dans la région des vallées de la Bistricioara et du Bicaz*, Assoc. pour l'avanc. de la Géol. des Carpates. Guide des excursions, Bucureşti, 1927.
7. MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L. şi JIPA D., *Flişul cretacic din partea de sud a Munţilor Baraoltului*, Stud. şi cercet. geol. 1961, **VI**, *2*.
8. NOSZKY J., *Alsó kréta kövületlelöhelyek a Békásszooreskörnyéhéröl*, A Mag. All. földt. Inst. Év. felen, az 1943, Budapesta, 1950, partea a II-a.
9. PATRULIUS D., *La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales*, Ann. Inst. Géol. Publ. Hung. Budapesta, 1960, **XLIX**, *1*.
10. PREDA D. M. et ATANASIU I., *La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotuş (Moldavie)*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1925, **X**.
11. TRÜMPY R., *Palaeotectonic evolution of the central and western Alps*, Bull. of the Geol. Soc. of America, 1960, **71**, *6*.
12. UHLIG V., *Bau und Bild der Karpathen*, Viena, 1903.

ASUPRA LIMITEI PLIOCEN-PLEISTOCEN ÎN REGIUNEA DINTRE VĂILE TELEAJENULUI ȘI PRAHOVEI

DE

ELISABETA HANGANU

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, *membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 12 iunie 1962*

Problema limitei dintre pliocen și cuaternar constituie în ultima vreme una dintre preocupările stratigrafice de prim ordin.

După cercetătorii romîni, care se ocupă de studiul pliocenului din regiunea colinară de la exteriorul Carpaților, această serie se încheie cu pietrișurile de Cîndești, considerate ca reprezentînd partea superioară a levantinului.

Cercetătorii care se ocupă de depozitele ce intră în constituția fundamentului Depresiunii Valahe cu sectoarele ei : domeniul getic și domeniul Cîmpiei Romîne orientale (1), (3) atribuie pietrișurilor care se întîlnesc la limita dintre terțiar și cuaternar vîrste diferite. Astfel ei susțin că în regiunile de contact morfologic între cîmpie și coline, ca și în regiunea centrală a cîmpiei, aceste pietrișuri (pietrișurile de Cîndești) trebuie atribuite villafranchianului, iar în regiunea cîmpiei dunărene, unde se cunosc sub denumirea de strate de Frățești, trebuie atribuite părții superioare a cuaternarului inferior, st.-prestianului (4), (5).

Din cele arătate mai sus rezultă că la limita dintre terțiar și cuaternar în zona colinară și în fundamentul Depresiunii Valahe există o serie puternică de pietrișuri, serie a cărei vîrstă comprehensivă ține din levantinul superior pînă la baza pleistocenului mediu.

Cum unora dintre aceste pietrișuri, indiferent de nivelul și de sectorul cărora aparțin, li s-a atribuit același nume „pietrișuri de Cîndești" s-a ajuns la unele confuzii stratigrafice de felul celei menționate, de a nu ști cu precizie care pietrișuri de Cîndești aparțin levantinului și care cuaternarului.

Această confuzie creează de asemenea și greutăți în stabilirea limitei dintre pliocen și pleistocen.

Pentru a ajunge să stabilim criterii precise de fixare a limitei dintre pliocen și pleistocen în regiunea dintre văile Teleajen și Prahova, am cercetat cu multă atenție (în cursul lucrărilor de teren efectuate în vara trecută în cadrul planului tematic pe 1961) cîteva secțiuni geologice ca acelea de pe valea Prahovei la Bobolia, între văile Izvorului și Burții, pe partea dreaptă a văii Cosmina, la Vîlcănești, în Dealul Gloduri — Vîlcănești în sectorul cuprins între văile Lespezi și Gloduri.

În cele ce urmează vom expune constatările făcute și vom încerca să tragem unele concluzii asupra limitei dintre pliocen și pleistocen în zona colinară din Subcarpați.

Pe valea Prohovei între confluența acestei văi cu valea Doftanei și pînă la podul de cale ferată de pe linia Cîmpina—Băicoi, apare foarte bine deschis pliocenul superior.

Peste orizontul P_4 al ponțianului, bogat în prosodacne și pachydacne, separat de W. Teisseyre în 1907 (7) ca un etaj aparte al pliocenului și anume — dacianul, urmează depozite levantine.

Levantinul începe printr-un orizont de argile pestrițe cenușii cu urme cărbunoase, uneori gălbui cu *Helix* și *Planorbis*. Peste acest orizont, gros de circa 100 m, urmează un orizont de argile cenușii, cu intercalații slabe de pietriș mărunt. În depozitele argiloase ale acestui orizont — gros de circa 150 m — sînt întîlnite destul de frecvent resturi de *Planorbidae*.

Orizontul următor, gros de 200 m, este constituit dintr-o alternanță de nisipuri și pietrișuri mărunte, cu strate de argile cenușii în care se întîlnesc resturi de *Helix* și *Planorbis*. Ultimul orizont, care are o grosime de aproape 1000 m, constituit din pietrișuri și nisipuri, este complexul psamito-psefitic cunoscut sub numele de pietrișuri de Cîndești, care umplu sinclinalul Măgureni.

Acest complex începe prin strate ce au căderi de 30—40° spre sud, înclinări care diminuează treptat ajungînd ca la sud de podul de cale ferată amintit să nu depășească 15—20°.

În malul stîng al văii Prahova, peste depozitele acestui complex, stau orizontal, marcînd o discordanță distinctă, pietrișurile terasei inferioare acoperite de un strat gros de sol.

În dealul de pe dreapta văii Prahova, pietrișurile de Cîndești suportă discordant petice din terasa superioară, de vîrstă cuaternar inferioară, constituită din pietrișuri mărunte și grosiere dispuse orizontal.

Din cele arătate asupra acestei deschideri rezultă că pietrișurile de Cîndești sînt concordante cu depozitele pliocene inferioare, că iau parte la cutele din pliocen și că suportă discordant depozitele cuaternare ale teraselor inferioară și superioară.

În ridicăturile situate între văile Izvorului și Burții, peste depozitele complexului P_4 al ponțianului (dacian), stau discordant pietrișurile de Cîndești; depozitele acestui complex, datorită flexurii din valea Izvorului, au căderi de circa 75°S.

Peste aceste depozite se dispun orizontal pietrișuri mărunte și mari asociate cu nisipuri grosiere aparținînd terasei superioare, ce marchează o discordanță foarte clară față de depozitele pliocene.

Din depozitele acestei terase prof. M. G. Filipescu (2) a recoltat fragmente dintr-o defensă de proboscidian.

Şi din această secţiune reiese clar, pe de o parte, că între pietrişurile de Cîndeşti şi depozitele pliocene inferioare lor există o perfectă concordanţă, că aceste pietrişuri iau parte la cutele pliocenului înregistrînd chiar efectele unor accidente tectonice secundare (cum este acel care a provocat flexura perfect vizibilă în valea Izvorului), iar pe de altă parte că între depozitele cuaternare, reprezentate prin terasa superioară şi stratele de Cîndeşti, sînt raporturi de discordanţă indiscutabile.

Tot la Vîlcăneşti, între văile Lespezi şi Gloduri — Mălăeşti, pe versantul dinspre valea Lespezi al Dealului Gloduri, se poate urmări perfect, peste depozitele levantine ale sinclinalului Coţofeneşti — Vîlcăneşti, o secţiune în depozitele cuaternare ale terasei superioare din Dealul Gloduri şi raporturile dintre pietrişurile de Cîndeşti şi depozitele acestei terase (fig. 1).

Plecînd din valea Lespezi, unde se constată încălecarea miocenului peste orizontul inferior al levantinului, reprezentat prin argile pestriţe, argile nisipoase cenuşii cu intercalaţii de pietrişuri mărunte în strate subţiri, cu înclinări de 10—15°N aparţinînd aripii nordice răsturnate, datorită încălecării amintite, a sinclinalului Coţofeneşti — Vîlcăneşti, se poate urmări succesiunea depozitelor de la partea superioară a levantinului.

În continuare, se întîlneşte un orizont — gros de circa 50 m — de nisipuri gălbui, cu stratificaţie încrucişată, în care se intercalează mai multe strate de pietriş mărunt, alternînd cu argile pestriţe şi cenuşii stratificate, cu căderi slabe spre N.

Peste acest nivel urmează nisipuri şi pietrişuri torenţiale din ce în ce mai grosiere — pietrişurile de Cîndeşti — cu aceeaşi slabă cădere spre N, ca rezultat al efectului tectonic care a culcat puternic aripa nordică a sinclinalului menţionat.

Începînd cam de la curba de 420 m, peste pietrişurile de Cîndeşti, înclinate cum am arătat, se dispun depozitele terasei superioare din Dealul Gloduri, în care se poate stabili următoarea succesiune :

La bază se întîlneşte un orizont de pietrişuri şi nisipuri verzui, cu intercalaţii de lentile de argile lateritice, depozite orizontale care însumează o grosime de aproape 30 m. Urmează al doilea orizont, constituit din depozite lateritice, cu concreţiuni calcaroase gălbui, alternînd cu un depozit calcaros, albicios, pulverulent, care la microscop prezintă foarte multe fragmente de sticlă vulcanică.

Acest orizont se încheie cu un depozit lateritic, dur, cu concreţiuni calcaroase şi cu cuiburi de argilă neagră manganiferă.

Grosimea totală a acestui orizont este de circa 15 m.

În vîrful Dealului Gloduri se întîlneşte al treilea orizont, care este constituit în bază din pietriş mărunt, alcătuit mai ales din elemente de cuarţ alb, peste care urmează un nivel de pietriş grosier, tipic de terasă. Grosimea totală a acestui al treilea orizont, atît cît a rămas în urma eroziunii, este de circa 10 m.

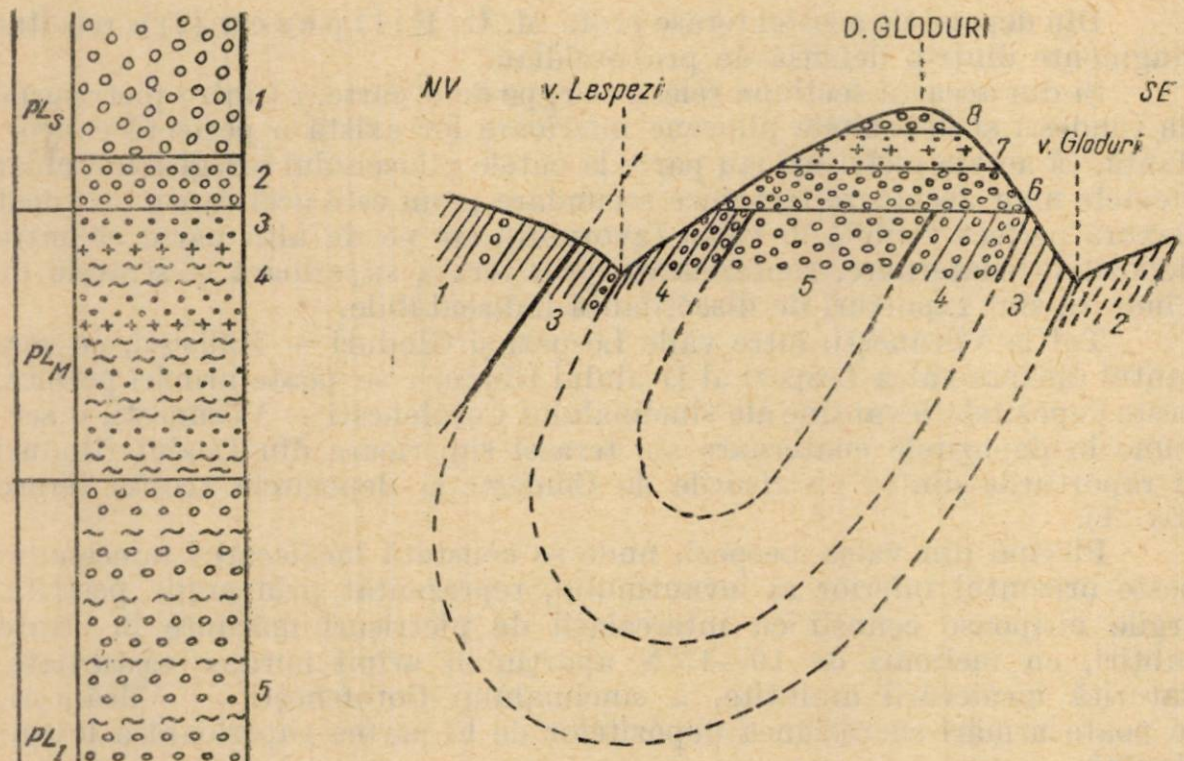
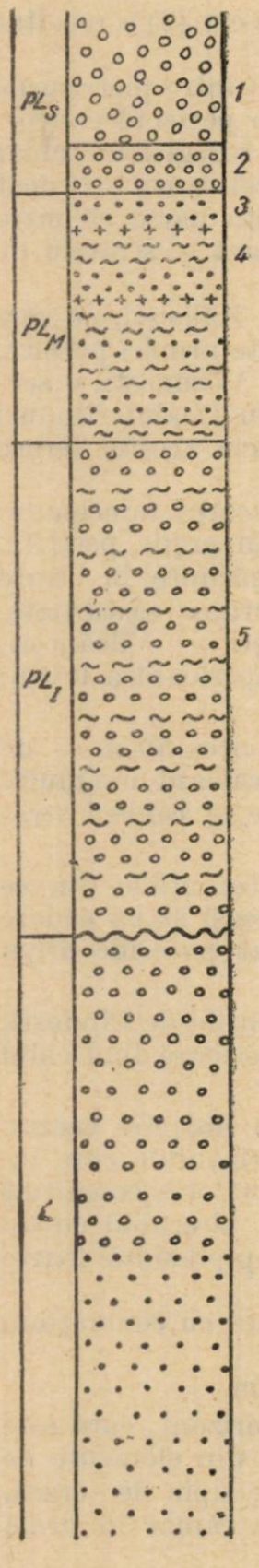


Fig. 1. — Secțiune geologică în pliocenul și pleistocenul dintre valea Lespezi și valea Gloduri — Vîlcănești.

1, Sarmațian; *2*, ponțian — P_4 (dacian); *3*, levantin pelito-psamitic; *4*, levantin psamito-psefitic; *5*, levantin psefitic (pietrișuri de Cîndești); *6*, pleistocen inferior; *7*, pleistocen mediu; *8*, pleistocen superior.



LEGENDA

1. Pietrișuri mari de terasă.
2. Pietriș mărunt.
3. Sticlă vulcanică și carbonat de calciu pulverulent.
4. Depozite lateritice.
5. Pietrișuri verzi-roșcate cu intercalații.

Fig. 2. — Coloana stratigrafică a zonei de limită levantin-pleistocen, Dealul Glodu ri — Vîlcănești (scara 1 : 400).

Pe clina Dealului Gloduri, dinspre valea Gloduri — Mălăeşti reapar, de sub depozitele amintite ale cuaternarului, pietrişurile de Cîndeşti, cu înclinări pînă la 40° spre N, stînd concordant peste depozitele orizontului P_4 (daciene) de pe flancul nordic al anticlinalului Mălăeşti.

Din secţiunea prezentată reiese clar, pe de o parte, că pietrişurile de Cîndeşti împreună cu depozitele pliocene inferioare lor au fost afectate de mişcările orogenice corespunzătoare fazei valahe a orogenezei alpine, iar pe de altă parte, că depozitele cuaternare ale terasei superioare (cuaternarul inferior), prezintă raporturi de discordanţă faţă de pietrişurile de Cîndeşti.

În acelaşi timp această secţiune ne-a permis să putem observa foarte bine următoarea orizontare a cuaternarului inferior din zona colinelor subcarpatice (fig. 2) :

— Un orizont inferior constituit din nisipuri şi pietrişuri verzui cu cuiburi de argile lateritice, orizont gros de circa 30 m.

— Un orizont mijlociu, gros de circa 15 m, caracterizat prin depozitele lateritice alternînd cu mase de calcar alb, pulverulent, bogat în fragmente de sticlă vulcanică.

— Un orizont superior constituit în bază din circa 2 m pietriş mărunt alb (mărgăritar), urmat de pietrişuri grosiere de terasă.

Bazîndu-ne pe raporturile stratigrafice care există între pietrişurile de Cîndeşti din cele trei secţiuni descrise cu depozitele pliocene, pe de o parte, şi cele cuaternare, pe de altă parte, sîntem îndreptăţiţi să afirmăm că pietrişurile de Cîndeşti din zona colinară subcarpatică aparţin pliocenului, şi anume levantinului superior, fapt admis şi de cercetătorii care se ocupă de cuaternarul din această zonă (5).

În ceea ce priveşte paralelizarea cuaternarului din zona colinară subcarpatică cu cel din diferite zone ale Depresiunii Valahe, servindu-ne de datele din lucrările colectivului condus de E. Liteanu (1), (6), încercăm să dăm următoarea schemă :

Orizontul inferior al terasei superioare din Dealul Gloduri, reprezentat prin pietrişuri şi nisipuri verzui, cu cuiburi de argilă lateritică, ar corespunde pleistocenului inferior cu orizonturile sale villafranchian la bază şi st.-prestian la partea superioară, echivalînd cu ceea ce în domeniul getic este desemnat tot sub denumirea de strate de Cîndeşti, iar în Cîmpia Romînă prin strate de Frăteşti.

Orizontul mijlociu al terasei superioare reprezintă pleistocenul mediu, corespunzînd cu orizontul terra rossa din domeniul getic, orizont caracterizat şi aici prin prezenţa piroclastitelor, şi cu complexul marnos din Cîmpia Romînă, caracterizat prin argile marnoase cenuşii, cu concreţiuni calcaroase.

În fine, orizontul superior al cuaternarului din Dealul Gloduri ar corespunde pleistocenului superior, putîndu-se paraleliza cu depozitele teraselor înalte din domeniul getic şi cu pietrişurile de Colentina din Cîmpia Romînă.

Spre deosebire de Depresiunea Valahă, depozitele pleistocene din regiunea cercetată de noi sînt lipsite de faună sau se întîlnesc foarte rare resturi de proboscidieni, probabil de *Mamontheus primigenius*, ca acelea

	Subcarpaţi valea Teleajenului — valea Prahovei	Depresiunea Valahă			
		domeniul getic		Cîmpia Romînă	
Pleistocen	*superior* pietrişuri grosiere pietrişuri mărunte	depozitele teraselor înalte ; nisipuri şi pietrişuri		pietrişuri de Colentina ; depozite loessoide	
	mediu lehm cu concreţiuni calcaroase ; depozite calcaroase albe, pulverulente, cu sticlă vulcanică ; lehm nisipos	terra rossa (lut roşcat cu concreţiuni calcaroase) ; depozite loessoide, sticlă vulcanică ; lehmuri		complexul marnos (argile marnoase cenuşii, intercalaţii nisipoase, concreţiuni calcaroase)	
	inferior pietrişuri verzi, cu intercalaţii de lehm nisipos	strate de Frăteşti	st. - prestian	strate de Frăteşti	st. - prestian
Levantin superior	pietrişuri de Cîndeşti	pietrişuri de Cîndeşti	villafranchian ?		?
	levantin inferior, argile şi marne				

menţionate de prof. M. G. Filipescu din terasa superioară de pe văile Burţii şi Izvorului de la Vîlcăneşti.

CONCLUZII

Din cele expuse în lucrarea de faţă rezultă următoarele :

1. Stratele de Cîndeşti din zona colinară subcarpatică aparţin levantinului superior.

2. În denumirea de strate de Cîndeşti se includ în domeniul getic şi depozite cuaternare care corespund cu partea bazală a pleistocenului inferior, cum sînt pietrişurile şi nisipurile verzui ale terasei din Dealul Gloduri.

3. Stratele de Frăteşti din Cîmpia Romînă ar corespunde cu partea superioară a orizontului de pietrişuri şi nisipuri verzui de la baza terasei din Dealul Gloduri.

4. În ceea ce priveşte pleistocenul mediu şi cel superior din Depresiunea Valahă îşi găsesc foarte clar corespondenţi în orizonturile mijlociu şi superior din terasa Gloduri.

О ГРАНИЦЕ ПЛИОЦЕН — ПЛЕЙСТОЦЕН В РАЙОНЕ, ЗАКЛЮЧЕННОМ МЕЖДУ ДОЛИНАМИ ТЕЛЯЖЕНА И ПРАХОВА

РЕЗЮМЕ

Вопрос о разграничении плиоцена и четвертичного в Прикарпатской области обсуждался достаточно долгое время, благодаря тому обстоятельству, что под наименованием „галечников Кындешть" обозначаются отложения, относимые в одних районах к левантину, а в других — к плейстоцену.

В холмистой зоне междуречья Теляжена и Прахова выделяются отложения, плеистоценовый возраст которых не вызывает никаких сомнений и которые представлены зеленоватыми галечниками с прослойками красных глин, белыми пылевидными известняками с богатым содержанием вулканического стекла и террасовыми галечниками.

Эта серия отложений, сопоставляемая с нижним, средним и верхним плейстоценом Валахской впадины, несогласно перекрывают галечники Кындешть, что несомненно указывает на левантинский возраст этих последних.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологический разрез плиоценовых и плейстоценовых отложений на участке между долинами Леспези и Глодурь — Вылкэнешть. *1* — Сармат; *2* — понт — P_4 (дакийский); *3* — левантинские пелитопсаммитовые отложения; *4* — левантинские псаммито-псефитовые отложения; *5* — левантинские псефитовые отложения (галечники Кындешть); *6* — нижний плейстоцен; *7* — средний плейстоцен; *8* — верхний плейстоцен.

Рис. 2. — Стратиграфическая колонка в зоне границы разграничения левантин — плейстоцен, на возвышенности Деалул Глодурь-Вылкэнешть (м-б 1 : 400).

SUR LA LIMITE PLIOCÈNE-PLÉISTOCÈNE DANS LA RÉGION SITUÉE ENTRE LES VALLÉES DU TELEAJEN ET DE LA PRAHOVA

RÉSUMÉ

Le problème de la limite entre le Pliocène et le Quaternaire dans les Subcarpates est très discuté ; la raison en est que sous le nom de Graviers de Cîndeşti on désigne des dépôts qui appartiennent dans certaines parties au Pléistocène et dans d'autres au Levantin.

Dans la zone de collines située entre le Teleajen et la Prahova on a trouvé des dépôts dont l'âge pléistocène est indiscutable, tels que gra-

viers verdâtres à intercalations d'argiles rouges, calcaires pulvérulents blancs avec une riche teneur en verre volcanique et graviers de terrasse.

Ces dépôts, qui se parallélisent au Pléistocène inférieur, moyen et supérieur de la Dépression Valaque, sont discordants par rapport aux Graviers de Cîndeşti, dont l'âge levantin est ainsi dûment précisé.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Coupe géologique dans le Pliocène et le Pleistocène entre la vallée de Lespezi et la vallée de Gloduri — Vîlcăneşti.

1, Sarmatien ; 2, Pontien — P_4 (Dacien) ; 3, Levantin pélito-psammitique ; 4, Levantin psammito-pséphitique ; 5, Levantin pséphitique (Graviers de Cîndeşti) ; 6, Pléistocène inférieur ; 7, Pléistocène moyen ; 8, Pléistocène supérieur.

Fig. 2. — Colonne stratigraphique de la zone limite Levantin - Pléistocène, colline de Gloduri — Vîlcăneşti (échelle 1 : 400).

BIBLIOGRAFIE

1. Bandrabur T., *Cercetări hidrogeologice pe interfluviul Ialomiţa-Mostiştea-Dunăre*, Stud. tehn. şi econ., seria E, 1961, *5*.
2. Filipescu M. G., *Cercetări geologice între V. Teleajenului şi V. Doftanei*, Teză, Bucureşti, 1934.
3. Liteanu E., *Geologia ţinutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeşului şi terasele Dunării*, Stud. tehn. şi econ., seria E, 1953, *2*.
4. Liteanu E. şi Bandrabur T., *Geologia Cîmpiei Getice meridionale dintre Jiu şi Olt*, An. Inst. geol., 1957, **XXX**.
5. Liteanu E., *Despre problema limitei superioare a terţiarului din Depresiunea Valahă*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *2*.
6. — *Aspecte generale ale stratigrafiei pleistocenului şi ale geneticii reliefului din Cîmpia Română*, Stud. tehn. şi econ., seria E, 1961, *5*.
7. Teisseyre W., *Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des Centrales avoisinantes*, Congrès Intern. de Pétrole, Sess. I, Bucureşti, 1907.

ASUPRA UNOR CAZURI DE CUARȚ CORODAT DE CALCIT

DE

DAN JIPA

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 12 iunie 1962

În literatura geologică au fost menționate variate cazuri de înlocuire a cuarțului. Frecvent este relatată înlocuirea diagenetică, cu clorit, fenomen caracteristic grauwackelor. De asemenea se citează înlocuirea cuarțului de către siderit (Berg, 1944; Hages, 1915; Taylor, 1949; citați după (5)). Taylor arată că același fenomen se poate produce și între cuarț și chamosit. N. A. Lisițina (7) relatează înlocuirea diagenetică a cuarțului de către gibbsit în bauxite.

După cît cunoaște autorul, J. Bourcart, M. Auzel și J. Michel (3) sînt primii care expun cazuri de corodare a cuarțului de către calcit. Contribuțiile mai noi la cunoașterea acestui proces sînt redate în rezumat de A. Carozzi (4).

Autorul notei de față a observat cuarț corodat de calcit în formațiuni de vîrste foarte diferite din Carpații Orientali [1]: *a*) dogger, din Masivul Bucegi; *b*) valanginian-hauterivian (strate de Sinaia) de pe valea Ialomiței, valea Prahovei, valea Oltului (Munții Baraoltului) și valea Vîrghișului (Munții Perșani); *c*) barremian-aptian, din Munții Baraoltului; *d*) aptian superior-albian de pe valea Ialomiței; *e*) senonian de pe valea Someșului Rece și *f*) eocen în regiunea dintre valea Dîmboviței și valea Prahovei, precum și în Maramureș.

Caracteristica generală a rocilor în care au fost observate granule de cuarț corodat este predominanța carbonatului de calciu. Aceste roci sînt calcare, calcarenite sau arenite cuarțoase cu liant calcaros.

Particulele corodate se pot găsi fie în masa de bază a rocii, fie în interiorul unor pseudoolite sau oolite. Cazurile din urmă au fost observate numai în anumite calcare din dogger.

---

[1]) Ținem să aducem mulțumiri lui D. Patrulius pentru amabilitatea cu care ne-a pus la dispoziție colecția sa de secțiuni subțiri.

Particulele corodate au contururi fin dantelate. Într-un stadiu de coroziune avansat se observă forme scheletice (fig. 1 şi 4) sau mase cuarţoase spongioase (fig. 3). Pe alocuri calcitul s-a insinuat adînc pe limitele dintre cristalele de cuarţ ale unor metacuarţite. Se mai poate

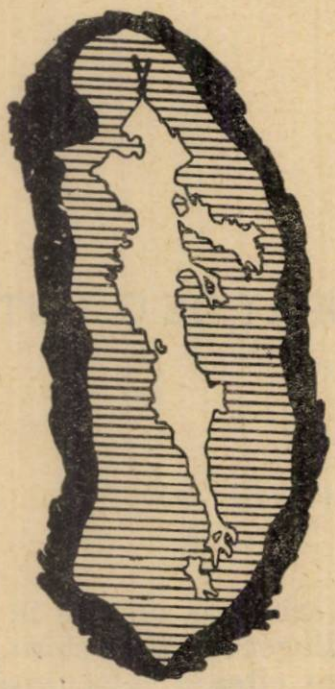


Fig. 1. — Granul de cuarţ corodat (alb) cu formă scheletică, înconjurat de calcit recristalizat. Zona internă (haşuri orizontale) este constituită din calcit recristalizat, mai fin decît cel din zona externă (negru).
Dogger, valea Sgarburei, Bucegi (col. D. Patrulius) (30 ×).

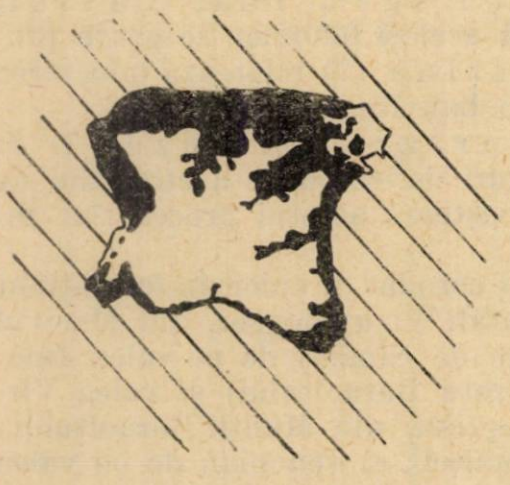


Fig. 2. — Clastice de cuarţ corodat (alb) înconjurate de calcit recristalizat (negru), înglobate într-o masă calcaroasă criptocristalină (haşuri oblice). Dogger, valea Sgarburei, Bucegi (col. D. Patrulius) (25 ×).

observa că anumite granule de cuarţ au fost desmembrate prin coroziune şi transformate în agregate de fragmente cu orientare optică unitară.

După cum au arătat unii cercetători (1), în jurul particulelor de cuarţ corodat se observă zone calcitice mai grosier-granulare (fig. 2 şi 7), mai ales cînd masa de bază este fină. Caracterele structurale ale acestor zone (2) ne arată că au provenit prin acţiunea procesului de recristalizare. Între porţiunile corodate şi cele recristalizate pare să existe o legătură strînsă : particulele de cuarţ sînt corodate mai ales în porţiunile unde vin

în contact cu calcitul recristalizat (fig. 2). Se pot menţiona însă şi cazuri în care porţiuni puternic corodate vin în contact direct cu material nerecristalizat. De pildă, uneori fragmente de cuarţ puternic corodat sînt

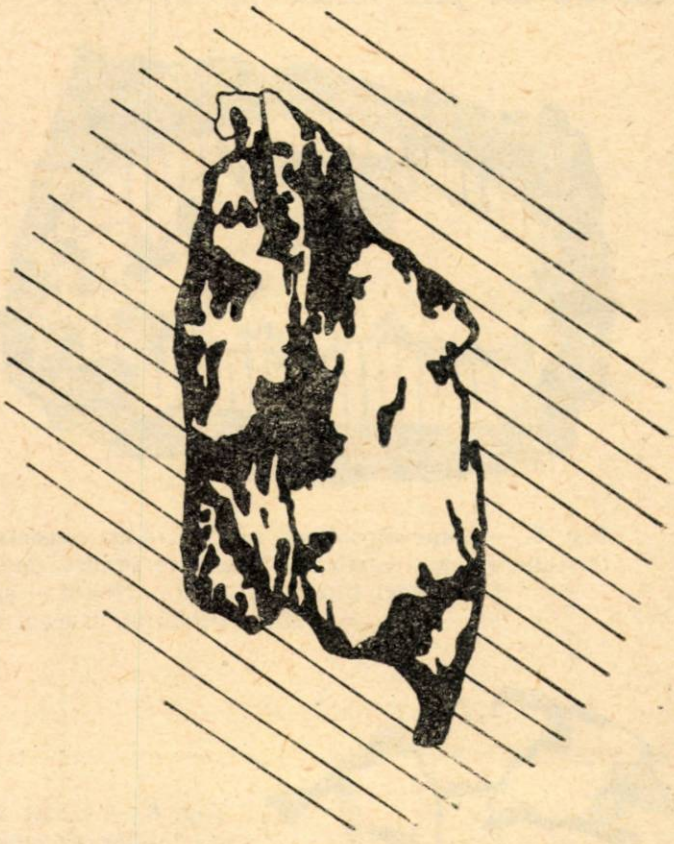


Fig. 3. — Masă cuarţoasă spongioasă (alb) cu orientare optică unitară. Negru — calcit recristalizat; haşuri oblice — masă calcaroasă criptocristalină.
Dogger, valea Sgarburei, Bucegi (col. D. Patrulius) (30 ×).

Fig. 4. — Cuarţ corodat (alb), înglobat în calcit recristalizat (negru).
Dogger, valea Sgarburei, Bucegi (col. D. Patrulius) (30 ×).

înglobate în material argilo-carbonatat criptocristalin concentrat sub formă de pseudoolite, iar alteori particulele de cuarţ sînt înconjurate de pături concentrice constituite din acelaşi material criptocristalin (fig. 5).

J. Bourcart, M. Auzel şi J. Michel (3) au arătat că procesul de dizolvare a cuarţului este urmat de depunerea silicei secundare. Noi am observat acest fenomen numai la calcarenitele stratelor de Co-

marnic. În toate celelalte cazuri nu am întîlnit silice secundară care să poată fi pusă în legătură cu cuarțul corodat. Este interesant de amintit că, la rîndul său, silicea secundară din stratele de Comarnic este parțial înlocuită tot prin calcit (fig. 8) (6).

Fig. 5. — Zone elipsoidale sau circulare constituite din material calcaros criptocristalin (haşuri verticale) localizate în jurul cuarțului corodat (alb) şi pe alocuri în contact direct cu acesta. Negru — calcit recristalizat (40×).
Dogger, valea Sgarburei, Bucegi (col. D. Patrulius).

Fig. 6. — Calcit recristalizat (negru) insinuat pe limitele cristalelor de cuarț ale unui fragment de metacuarțit (alb).
Eocen, valea Ialomiței (45×).

După cum demonstrează însăşi forma particulelor de cuarț, este clar că procesul de coroziune s-a desfăşurat *in situ*, fapt recunoscut de toți cei ce au studiat acest fenomen. Întrucît fragmentele de cuarț plutesc într-o masă calcaroasă, carbonatul de calciu este singurul care poate fi considerat agent corodant.

S-a arătat că în majoritatea cazurilor se observă o relație strînsă între porțiunile corodate şi zonele cu calcit recristalizat. Este normal să tragem concluzia că procesul de coroziune a cuarțului de către calcit s-a petrecut în timpul recristalizării carbonatului de calciu. Precizăm că noi nu am studiat cuarțul corodat din roci al căror liant provine prin precipitarea din soluții carbonatate, ci numai pe acela din roci cu matrice recristalizată.

Aşa cum am arătat există şi situații în care porțiunile corodate nu vin în contact cu calcit recristalizat, ci cu materie criptocristalină.

Dar în asemenea situații materia criptocristalină constituie pseudoolite în jurul particulelor clastice. Credem că în aceste cazuri formarea pseudoolitelor s-a petrecut cel puțin în parte după corodarea particulelor, prin

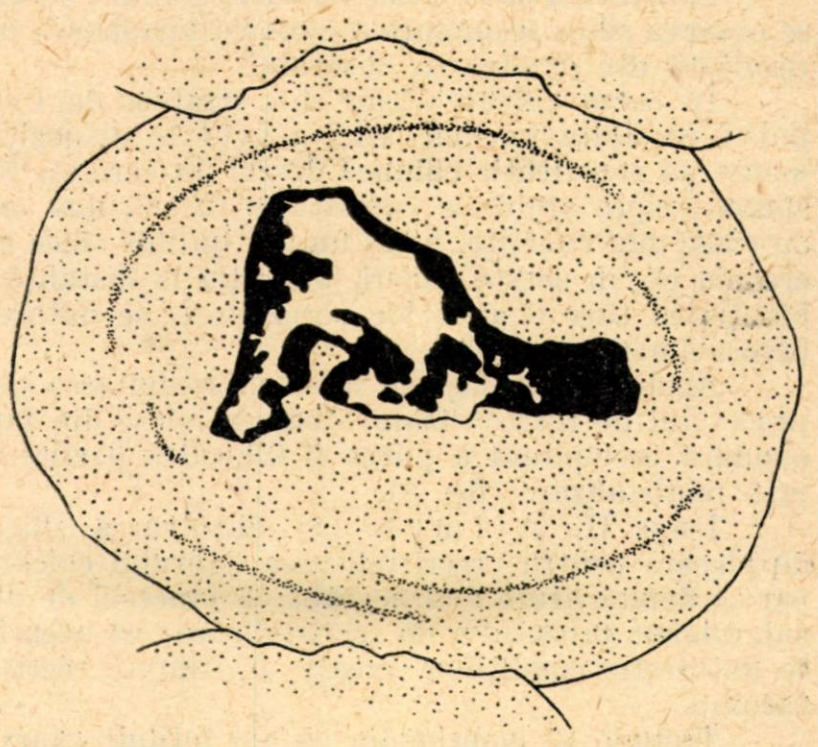


Fig. 7. — Cuarț puternic corodat (alb) ce constituie nucleul unui oolit calcaros (punctat) Negru — calcit recristalizat. Dogger, valea Sgarburei, Bucegi (col. D. Patrulius) (70×).

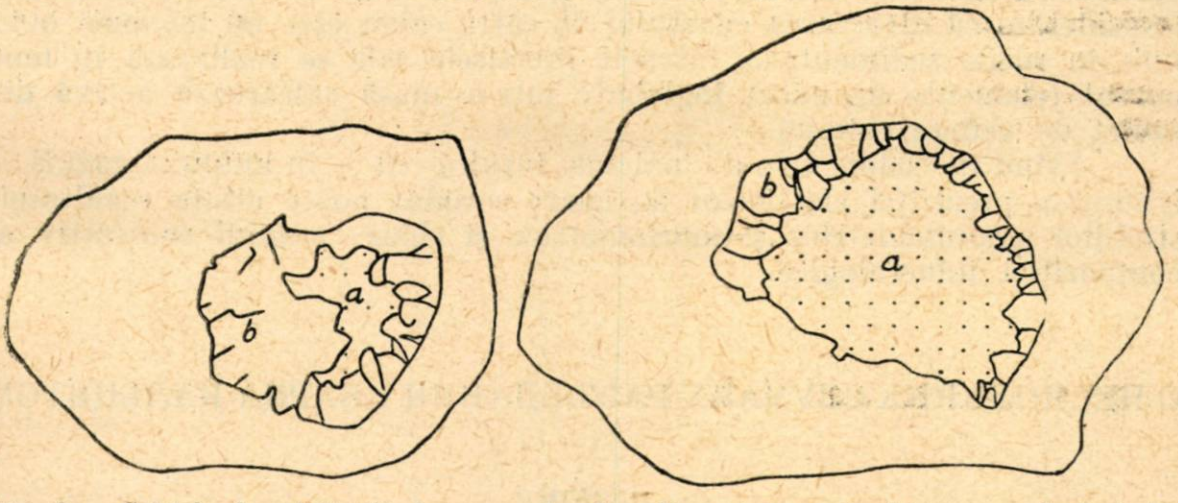


Fig. 8. — Cristale de calcit (*b*) în curs de dezvoltare înlocuind silice secundară (calcedonie) (*a*) găzduită în interiorul unor particule clastice de calcare argiloase. Calcarenitele stratelor de Comarnic (barremian-apțian inferior). Bazinul văii Ialomiței (după D. Jipa, 1961) (15,5×).

deplasarea, datorită recristalizării, a unui material fin, calcaro-argilos. Acest material care nu a putut recristaliza a fost refulat, înglobînd particulele clastice pe care le-a folosit ca suport. Un argument în sprijinul ipotezei de mai sus reiese din situațiile unde se vede calcitul insinuat pe

limitele cristalelor unor metacuarțite, ceea ce înseamnă că, cel puțin în parte, agentul corodant se afla în stare fluidă, dispunînd de o mobilitate remarcabilă.

Constatînd că în rocile cu cuarț corodat studiate de noi numai rareori se observă silice secundară ne punem întrebarea ce s-a întîmplat cu silicea rezultată din dizolvarea cuarțului.

În cazul calcarenitelor din stratele de Comarnic această silice a putut precipita imediat, căci a avut la dispoziție diferite feluri de elemente cu constituție chimică destul de variată. Nu același lucru se poate spune despre arenitele constituite în cea mai mare parte din particule de cuarț sau cuarțite, unde nu am întîlnit silice secundară. În consecință credem că, în aceste cazuri, migrația la distanță a silicei (în afara ambianței în care a avut loc coroziunea) se datorește lipsei unor condiții favorabile precipitării.

Acolo unde totuși s-a produs, precipitarea silicei a avut loc în timpul procesului de recristalizare. Aceasta reiese din faptul că însăși silicea secundară precipitată a putut fi înlocuită parțial de către calcit provenit prin recristalizare (fig. 8).

După H. Alimen (1) dizolvarea silicei a constituit punctul de plecare pentru recristalizarea liantului calcaros. Observațiile noastre par să demonstreze mai degrabă că procesul de dizolvare a cuarțului este subordonat procesului de recristalizare; că această coroziune a cuarțului se datorește condițiilor create în timpul recristalizării substanței calcaroase.

Trebuie să menționăm că am întîlnit cuarț corodat în toate rocile clastice cu elemente de cuarț sau cuarțite și cu liant calcaros recristalizat. Considerăm că dizolvarea cuarțului de către calcit este un fenomen obișnuit în rocile sedimentare, întrucît premisele sale se realizează în mod curent (elemente de cuarț înglobate într-o masă calcaroasă activă din punct de vedere chimic).

Avînd în vedere cele de mai sus, rezultă că — în anumite cazuri — ignorarea prezenței clasticelor de cuarț corodat poate altera rezultatele studiilor granulometrice și morfometrice și chiar studiul cantitativ al compoziției mineralogice.

О НЕСКОЛЬКИХ СЛУЧАЯХ РАЗЪЕДАНИЯ КВАРЦА КАЛЬЦИТОМ

РЕЗЮМЕ

В известковистых породах (частично перекристаллизованные известняки, известковистые и кварцевые псаммиты с перекристаллизованным кальцитовым цементом) Восточных Карпат (доггер-эоцен) часто встречаются зерна кварца, разъеденные кальцитом. По-видимому, процесс разъедания протекал одновременно с процессом перекристаллизации известковистого вещества. Для осаждения кремнезема в среде,

в которой протекали явления растворения, необходимо присутствие кластических частиц различного химизма. Растворение кварца — это обычное явление для осадочных пород, которое следует учитывать при гранулометрических и морфометрических исследованиях.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Разъеденное зерно кварца скелетической формы (белое), окруженное перекристаллизованным кальцитом. Внутренняя зона (горизонтальная штриховка) — перекристаллизованный кальцит, более тонкозернистый, чем во внешней зоне (черное). Доггер, дол. Валя Сгарбурей, горы Бучеджь (кол. Д. Патрулиуса) (30 ×).

Рис. 2. — Кластические зерна разъеденного кварца (белое), окруженные перекристаллизованным кальцитом (черное), включенные в скрытокристаллическую известковистую массу (косая штриховка). Доггер, дол. Валя Сгарбурей, горы Бучеджь (кол. Д. Патрулиуса) (25 ×).

Рис. 3. — Губчатая кварцевая масса (белое) с однонаправленной оптическо ориентировкой. Черное — перекристаллизованный кальцит; косая штриховка — скрытокристаллическая известковистая масса. Долгер, дол. Валя Сгарбурей, горы Бучеджь (кол. Д. Патрулиуса) (30 ×).

Рис. 4. — Разъеденный кварц (белое), включенный в перекристаллизованном кальците (черное). Доггер, дол. Валя Сгарбурей, горы Бучеджь (кол. Д. Патрулиуса) (30 ×).

Рис. 5. — Эллипсоидальные и округлые зоны, сложенные скрытокристаллической известковистой массой (вертикальная штриховка), приуроченные к разъеденному кварцу (белое), а местами в непосредственном контакте с этим последним. Черное — перекристаллизованный кальцит. Доггер, дол. Валя Сгарбурей, горы Бучеджь, (кол. Д. Патрулиуса) (40 ×).

Рис. 6. — Перекристаллизованный кальцит (черное), проникший по периферии кристаллов кварца в обломке метакварцита (белое). Эоцен, дол. р. Яломицы (45 ×).

Рис. 7. — Сильно разъеденный кварц (белое), слагающий ядро известковистого оолита (точечный пунктир). Черное — перекристаллизованный кальцит. Доггер, дол. Валя Сгарбурей, горы Бучеджь (кол. Д. Патрулиуса) (70 ×).

Рис. 8. — Кристаллы кальцита (*b*) в процессе роста, замещающие вторичный кварц (халцедон) (*a*), развитый в центре кластических обломков глинистого известняка. Известковистые псаммиты слоев Комарник (баррем — нижний апт). Бассейн дол. Яломицы (по Д. Жипа, 1961) (15,5 ×).

SUR QUELQUES CAS DE QUARTZ CORRODÉ PAR LA CALCITE

RÉSUMÉ

De nombreux granules de quartz trouvés dans les roches calcaires (calcaires partiellement recristallisés, calcarénites et silicarénites à liant calcitique recristallisé) des Carpates orientales (Dogger-Eocène) sont corrodés par la calcite. En pareils cas, le processus semble avoir eu lieu au temps de la recristallisation de la substance calcaire. Afin que la silice puisse précipiter dans l'ambiance dans laquelle s'est produite la dissolution, il est nécessaire qu'elle vienne en contact avec des parti-

cules clastiques à chimisme varié. La dissolution du quartz est un phénomène fréquent dans les roches sédimentaires, dont il faut tenir compte dans certaines études granulométriques et morphométriques.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Granule de quartz corrodé (blanc) à forme squelettique, entouré de calcite recristallisée. La zone interne (hachures horizontales) est constituée par une calcite recristallisée, plus fine que celle de la zone externe (noir).

Dogger, Valea Sgarburei, Bucegi (collection D. Patrulius) (×30).

Fig. 2. — Clastiques de quartz corrodé (blanc) entourés de calcite recristallisée (noir), englobés dans une masse calcaire cryptocristalline (hachures obliques).

Dogger, Valea Sgarburei, Bucegi (collection D. Patrulius) (×25).

Fig. 3. — Masse quartzeuse spongieuse (blanc) à orientation optique unitaire. Noir — calcite recristallisée ; hachures obliques — masse calcaire cryptocristalline.

Dogger, Valea Sgarburei, Bucegi (collection D. Patrulius) (×30).

Fig. 4. — Quartz corrodé (blanc), englobé dans de la calcite recristallisée (noir).

Dogger, Valea Sgarburei, Bucegi (Collection D. Patrulius) (×30).

Fig. 5. — Zones ellipsoïdales ou circulaires constituées par du matériel calcaire cryptocristallin (hachures verticales) localisées autour du quartz corrodé (blanc) et par endroits directement en contact avec celui-ci. Noir — calcite recristallisée.

Dogger, Valea Sgarburei, Bucegi (collection D. Patrulius) (×40).

Fig. 6. — Calcite recristallisée (noir) insinuée aux limites des cristaux de quartz d'un fragment de métaquartzite (blanc).

Eocène — Vallée de la Ialomiţa (×45).

Fig. 7. — Quartz fortement corrodé (blanc) constituant le noyau d'un oolithe calcaire (pointillé). Noir — calcite recristallisée.

Dogger, Valea Sgarburei, Bucegi (collection D. Patrulius) (×70).

Fig. 8. — Cristaux de calcite (*b*) en cours de développement remplaçant la silice secondaire (calcédoine) (*a*) logée à l'intérieur de quelques particules clastiques de calcaires argileux. Calcarénites des Couches de Comarnic (Barrémien-Aptien inférieur). Bassin de la vallée de la Ialomiţa (d'après D. Jipa, 1961) (×15,5).

BIBLIOGRAFIE

1. ALIMEN H., *Roches gréseuses à ciment calcaire du Stampien. Etude pétrographique*, Bull. Soc. Géol. France, 5 sér., 1944, **14**, *7 — 8 — 9*.
2. BATHURST R. G. C., *Diagenesis in Mississippian calcilutites and pseudo-brecias*, J. Sedim. Petrology, 1959, **29**, *3*.
3. BOURCART J., AUZEL M. et MICHEL J., *Sur l'altération des grains de quartz dans certains calcaires*, C. R. somm. séances. Soc. Géol. France, 1933, *13*.
4. CAROZZI A., *Microscopic sedimentary petrography*, John Wiley & Sons, New York, 1960.
5. JAMES A. L., *Iron formation and associated rocks in the Iron River, district Michigan*, Bull. Geol. Soc. American, 1951, **62**.
6. JIPA D., *Les calcarénites des Couches de Comarnic: courants, sédimentation, diagenèse*, Rev. géol.-géogr., 1961, **V**, *1*.
7. LISITINA N. A., *Substituirea cuarţului prin gibbsit*, Rev. Ref. Geol. — Geogr., 1957, *1*.
8. СТРАХОВ Н. М., *Химическое определение осадочных пород в генетических и корреляционных целях*, в *Методы изучения осадочных пород*, Москва, 1957, **11**.

CARTODIAGRAMA DE PALEOCURENȚI A MUNȚILOR PERȘANI (VALEA VÎRGHIȘULUI, DEFILEUL OLTULUI, VALEA MĂIERUȘULUI)

DE

MIRCEA DUMITRIU și CHRISTINA DUMITRIU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 12 iunie 1962

INTRODUCERE

Cartodiagrama sedimentară a unor depozite cretacice din Munții Perșani, construită după mecanoglife, orientarea texturală a conglomeratelor și stratificația de curent reprezintă o continuare a studiilor de paleocurenți, începute în anul 1958 prin măsurarea orientării structurilor mecanice de curent din unele gresii paleogene ale Pintenului de Văleni (3).

Stabilirea direcțiilor de transport ale sedimentelor din regiunea Vîrghiș—Măieruș a fost mult îngreuiată de raritatea mecanoglifelor de eroziune; din acest punct de vedere, concluziile referitoare în special la depunerea sedimentelor stratelor de Sinaia au un caracter preliminar.

Studiul proprietăților vectoriale a indicat cu destulă rapiditate poziția surselor de sedimente, precum și sensul înclinării pantelor de depunere; pentru viitor, ne propunem completarea lui cu studiul statistic al elementelor din conglomerate și gresii.

În cele ce urmează prezentăm numărul măsurătorilor de mecanoglife și orientare a axelor „c" ale galeților din conglomerate, repartizate pe profile și stații.

Mecanoglife	Profile	Orientarea axelor „c"	Stații
225	10	820	18

GEOLOGIA REGIUNII

Depozitele în care au fost executate măsurători aparţin următoarelor formaţiuni (10), (11)[1]:

Berriasian-valanginian-hauterivian, reprezentat prin două faciesuri:

— marne pelagice cu cefalopode, în care au fost puse în evidenţă şi intercalaţii de gresii şi microconglomerate (valea Carhaga);

— strate de Sinaia, dezvoltate în valea Vîrghişului, Racoşul-de-Sus şi Ormeniş, în care au fost separate două orizonturi, echivalente celor cartate în Munţii Baraoltului (9): *a*) orizontul mediu, caracterizat printr-un procent ridicat de gresii cu mecanoglife de dragare, în alternanţă cu marno-argile şi, subordonat, marno-calcare; *b*) orizontul superior, constituit din aceleaşi tipuri de roci, la care se adaugă intercalaţii de brecii şi conglomerate cu elemente de şisturi cristaline şi calcare mezozoice.

Aptian superior-albian, constituit din conglomerate poligene şi fliş greso-marnos cu orbitoline, ce reprezintă depozite de şelf (10). Depozitele de fliş sînt dezvoltate în partea mediană a masei conglomeratice, analog cu alte regiuni (9), separînd astfel două orizonturi: inferior, care apare în defileul Oltului şi superior, echivalentul conglomeratelor de Bucegi, bine deschis în valea Măieruşului.

DIRECŢII DE TRANSPORT ÎN STRATELE DE SINAIA

Diagramele rozete de curent (fig. 1 şi 2) pentru stratele de Sinaia au fost întocmite în cea mai mare parte după măsurătorile de direcţii ale mecanoglifelor de dragare; sensurile au fost greu de precizat, mecanoglifele de eroziune („flute cast") şi unele urme de dragare, bune indicatoare de curent („prod cast"), fiind rare.

Mecanoglifele de eroziune ca şi cele de dragare sînt asemănătoare celor descrise de noi din flişul paleogen al Pintenului de Văleni (3).

„Prod cast" au fost descrise din flişul Carpaţilor polonezi (5) ca urme de pe talpă care constau din creste scurte ce se adîncesc gradat în josul curentului şi se termină abrupt. El se datoresc unor fragmente aflate în suspensie, care lovesc fundul moale şi sînt antrenate mai departe de curentul de turbiditate.

Măsurătorile de orientare a acestor structuri mecanice de curent au pus în evidenţă o zonă de maximă subsidenţă, situată în nordul regiunii (pentru orizontul mediu). Dispersia măsurătorilor şi devierilor uneori importante de la direcţia S—N de dezvoltare a formaţiunii, îngreuiază determinarea traseului curenţilor de turbiditate.

Imaginile geofizice (gravimetrice şi magnetice) ale regiunii de curbură a Carpaţilor Orientali (1) pot da unele indicaţii asupra cauzelor perturbante; astfel între Măieruş şi Vîrghiş au fost puse în evidenţă anomalii de

[1]) S. Pauliuc, *Raport geologic asupra regiunii Măieruş-Dopca-Apaţa*, Bir. sp. „Prospecţiuni", 1959.

valori mai mici decît cele din interiorul regiunii de curbură, care se pot explica prin prezența unor înălțimi ascunse ale unui relief cristalino-mezozoic.

Direcția anomaliilor predominant SE—NV în regiunea din sudul defileului Oltului, devine SV—NE în regiunea Vîrghiș.

Direcțiile de transport ale sedimentelor, cu excepția celor din valea Scaunului, care sînt disperse, au aceeași orientare.

Suprapunerea direcțiilor de curgere (măsurate în diverse puncte de dezvoltare a stratelor de Sinaia, pe care încercăm să ni le închipuim

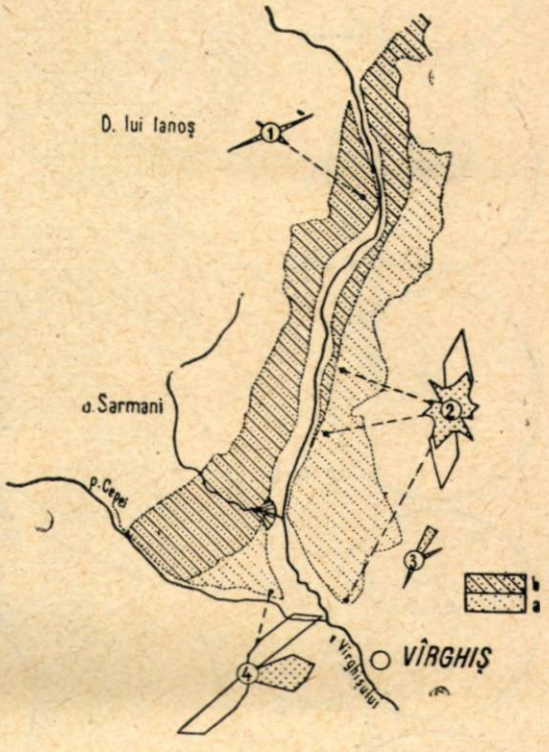


Fig. 1. — Direcții de transport după mecanoglife în stratele de Sinaia din valea Vîrghișului (scara 1 : 100 000).

a, Orizontul mediu (diagramele 2—4); *b*, orizontul superior (diagrama 1); rozetele punctate = direcții de curent; rozetele albe = direcții tectonice (limite geologice după D. Jipa).

cît mai aproape de zona inițială de depunere) și a direcției de dezvoltare a reliefului anteberriasian, ne determină să bănuim existența unui control exercitat de fundament asupra traseelor curenților de turbiditate longitudinali, declanșați dintr-o sursă sudică; sensurile, uneori transversale pe direcția de dezvoltare a formațiunii (N—S), sînt dovada unui aport longitudinal, deviat de neregularitățile fundului.

Dispersia orientărilor în cadrul aceluiași profil se explică prin dispersia orientărilor tectonice, uneori importante, precum și prin tendința permanentă de afundare spre SE a fundamentului (1), tendință care se traduce prin înclinarea pantelor în acest sens.

Considerăm în mod preliminar, din cauza rarității mecanoglifelor de eroziune, că sursa materialului sedimentar al stratelor de Sinaia (orizontul mediu) a constituit-o extremitatea estică a cristalinului Munților Făgărașului.

Se pare că regiunea de studiu este plasată într-o zonă a geosinclinalului cu fundul aproape orizontal, deoarece sensurile S—N se întrepătrund cu cele N—S (Vîrghiș).

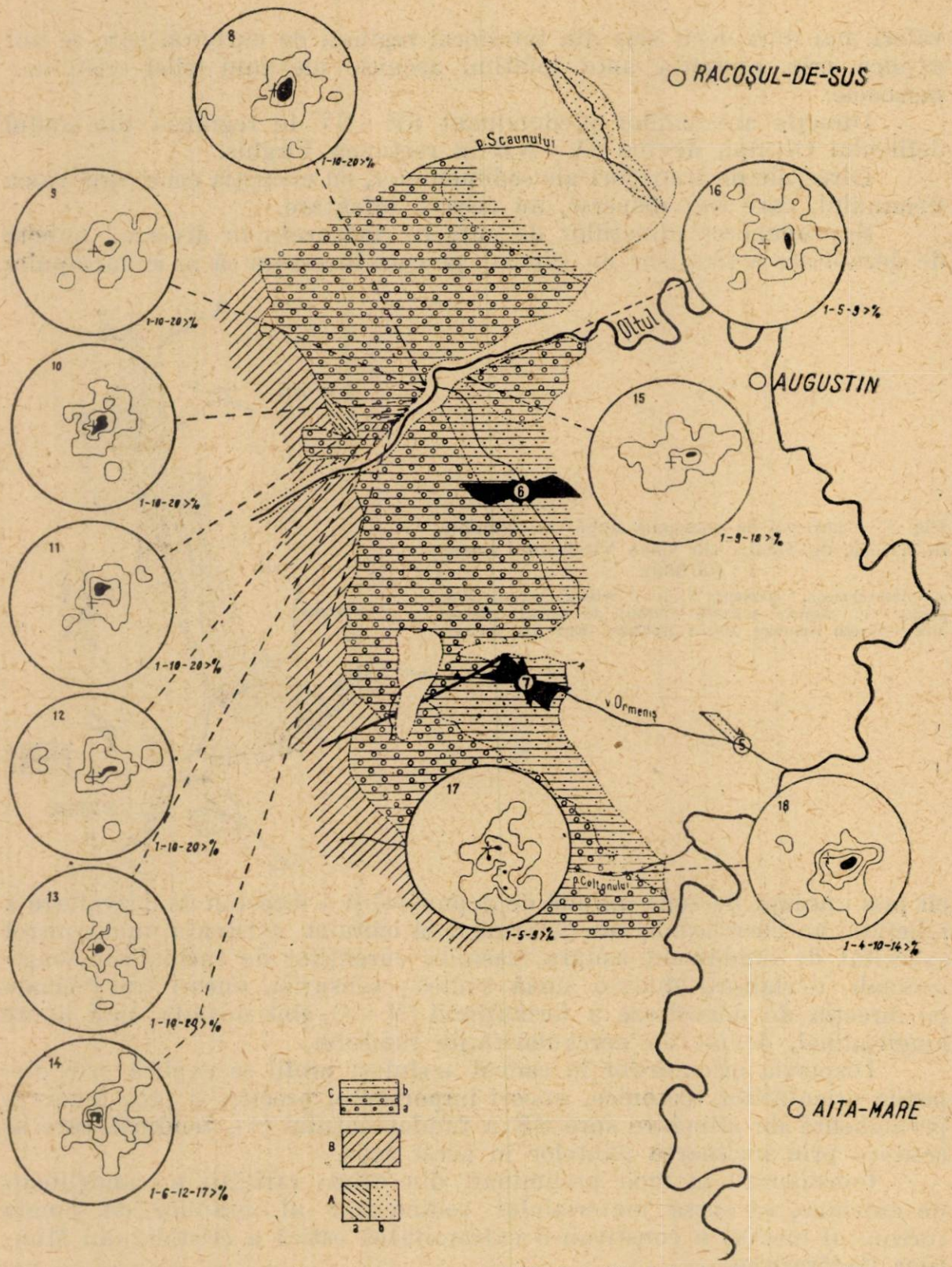


Fig. 2. — Cartodiagrama sedimentară a zonei defileului Oltului, după mecanoglife și axe „c" ale galeților discoidali (scara 1 : 100 000).

A, Berriasian-valanginian-hauterivian; *a*, marne cu cefalopode; *b*, strate de Sinaia (diagrama 5). *B*, Barremian-apțian inferior. *C*, Apțian superior-albian; *a*, conglomerate poligene (diagramele 8–18); *b*, fliș gresomarnos (diagramele 6 și 7) (limite geologice după D. Patrulius și S. Pauliuc).

ORIENTAREA TEXTURALĂ

În formațiunile sărace în stratificație încrucișată și mecanoglife, studiul orientării particulelor sedimentare (granulele de cuarț, galeții conglomeratelor și pietrișurilor) constituie singura posibilitate de determinare a sistemelor de paleocurenți.

Inducerea simetriei de mișcare în simetria orientării texturale („fabric", „Gefüge") este un lucru stabilit, dar cercetătorii au ajuns la concluzii diferite cu privire la orientarea galeților în raport cu curenții care i-au depus.

Ipotezei perpendicularității axelor „a" ale galeților pe direcția de transport, susținută de B e c k e r (1893), T w e n h o f e l (1932), F r a s e r (1935), L a n e și C a r l s o n (1954) (citați după (15)) i se opun măsurătorile statistice efectuate în depozite fluviatile actuale, till-uri glaciare, de W. C. K r u m b e i n (7), M u r r a y și S c h l e e (citați după (12) și (15)) care au stabilit existența unui paralelism preferat între axele lungi și direcția curenților.

L. B. R u h i n (13) figurează cazuri din care se poate vedea că orientarea axelor „a" ale galeților în raport cu direcția curentului este funcție și de mediul de depunere (fluviatil, deltaic etc.).

Pentru înlăturarea erorilor în determinarea direcțiilor de transport ale sedimentelor, necesitatea efectuării unui control al orientării elementelor din conglomerate prin studiul orientării stratificației încrucișate sau mecanoglifelor, devine evidentă (13), (4).

În acest sens a fost comparată simetria orientării texturale a unor depozite conglomeratice miocene cu simetria de mișcare dedusă din orientările mecanoglifelor și paleoliniei țărmului (Benesat, Reghin) (4); a fost pus în evidență paralelismul dintre direcția generală a paleocurenților și axele „a" ale galeților, acestea înclinînd în susul curentului. Concluzia servește la determinarea în continuare a direcțiilor de transport în zonele sărace în stratificație încrucișată sau mecanoglife din vecinătatea regiunilor studiate.

Obținerea de informații privitoare la pantele de depunere a sedimentelor apțian superior-albiene, fiind mult îngreuiată din cauza lipsei mecanoglifelor și stratificației încrucișate, am considerat utilă cercetarea orientării texturale a conglomeratelor de tip Bucegi.

Pentru studiul detaliat al simetriei orientării texturale au fost alese trei secțiuni bine deschise: defileul Oltului, valea Coltonului și valea Măierușului.

Obținerea unor imagini clare ale modelelor petrotexturale cu un număr redus de măsurători, prin selectarea formei galeților, fiind un lucru stabilit (15), au fost măsurate axele „c" ale galeților discoidali; alegerea a fost determinată de concluzia că, în momentul depunerii din curenți, axele „c" înclină în josul curentului, dubiile ce se ivesc cu ocazia determinării traseului de curgere prin studiul orientării axelor „a" fiind astfel în mare parte eliminate.

Din cartodiagramă reiese anizotropia imaginilor petrotexturale. Simetria monoclinică a orientării texturale dezvăluie simetria monoclinică a mișcării: depunerea din curenți de fund.

Suprafețele izoprocentuale sînt deplasate față de centru, și după sensul acestei deplasări, precum și după dispoziția polilor, s-a putut stabili existența a două orientări preferate a axelor „c" :

a) sensul V—E,
b) sensul S—N.

a) Sensul V—E a fost pus în evidență în conglomeratele din defileul Oltului și valea Coltonului (Ormeniș) (orizontul inferior) (fig. 2).

Polii privesc în general spre E sau NE, suprafețele izoprocentuale plasîndu-se în majoritatea cazurilor în cadranul nord-estic.

Harta înregistrează totuși tendința la atragere a suprafețelor izoprocentuale în cadranul SE (diagramele conglomeratelor din valea Coltonului).

Maximele dezvăluie existența unor curenți de fund transversali și oblici care-și aveau originea în promontoriul Perșanilor. Imaginile petrotexturale au surprins tendința de migrare spre NE a zonei de maximă subsidență, cauzată probabil de ridicarea și avansarea treptată a promontoriilor cretacice (descrise în sudul regiunii (9)).

b) Sensul S—N este caracteristic imaginilor petrotexturale ale conglomeratelor din valea Măierușului (echivalente conglomeratelor de Bucegi) (fig. 3).

Suprafețele izoprocentuale se plasează în jumătatea nordică a diagramelor, polii proiectîndu-se în general spre N și NV ; deducem astfel existența unor curenți de fund longitudinali, cu zona de sursă situată undeva spre S de regiunea cercetată de noi.

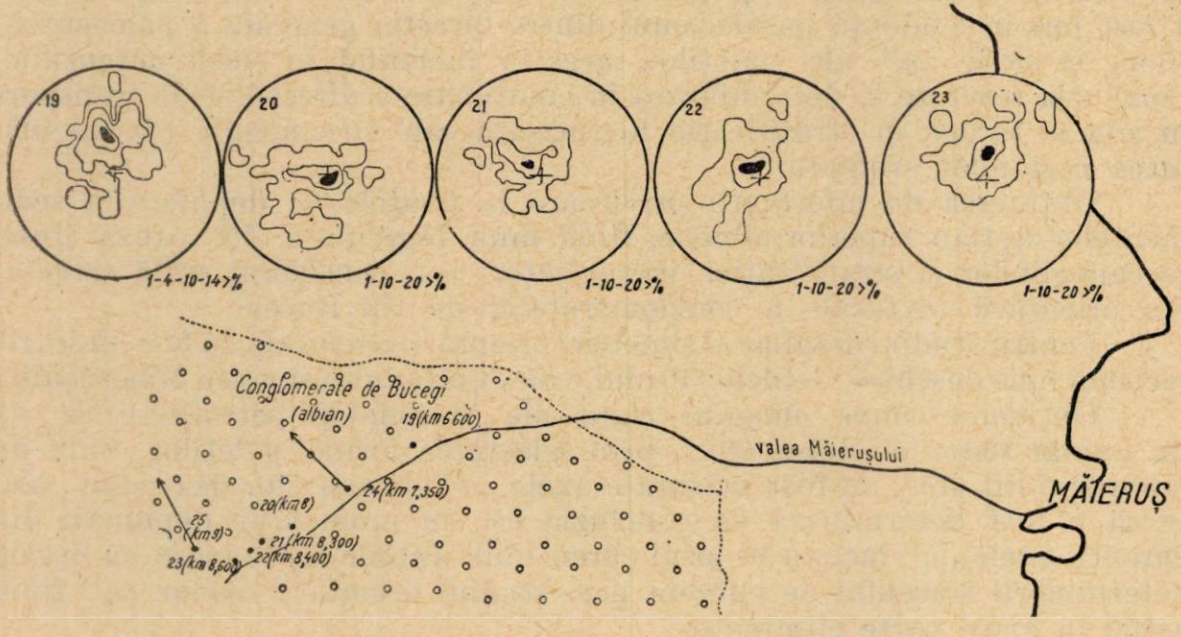


Fig. 3. — Cartodiagrama sedimentară a conglomeratelor de Bucegi din valea Măieruşului, după orientarea axelor „c" ale galeților discoidali (scara 1 : 100 000) (limite geologice după S. Pauliuc).

Zona cu subsidență maximă s-a deplasat spre N, sensurile dezvoltîndu-se perpendicular pe cele puse în evidență în partea inferioară a conglomeratelor.

Diagrama 20 din figura 3 nu oferă indicații în legătură cu transportul de material, suprafețele izoprocentuale dînd un aspect izotropic modelului de orientare texturală.

Cartodiagrama a fost completată cu cîteva măsurători de imbricație

Fig. 4. — Imbricație în conglomeratele de Bucegi (valea Măieruşului).

(fig. 4) în regiunea văilor Măieruș și Bogata, care dau de asemenea indicații asupra existenței unor paleocurenți longitudinali.

Diferențele de sensuri, deci diferențele de distanțe de transport, se reflectă în gradul de rotunjime a galeților, acesta fiind redus în orizontul inferior (defileul Oltului), unde curenții erau transversali.

CONSIDERAȚII GENERALE

Promontoriul Perșanilor, marcat prin insula de șisturi cristaline, situată în actuala parte de V a Munților Perșani, schițat din triasic, reprezintă o arie de ridicare începînd din dogger (9).

În berriasian-valanginian-hauterivian el alimenta cu material sedimentar doar zona de dezvoltare a faciesului pelagic cu cefalopode, în timp ce în zonele externe se depunea flișul (strate de Sinaia) din curenți de turbiditate longitudinali; ridicarea se accentuează în timpul depunerii orizontului superior al stratelor de Sinaia și barremian-apțianului și cunoaște un maximum de dezvoltare în apțian superior-albian inferior. În timpul depunerii conglomeratelor de Bucegi, funcția lui este redusă, materialul fiind transportat de curenți paraleli cu țărmul declanșați dintr-o sursă sudică.

În timp ce în larg, geosinclinalul era sediul depunerii flişului din curenţi de turbiditate, probabil longitudinali, şelful era colmatat cu material grosier (provenit din promontoriul Perşanilor şi transportat în regiunea marină de torenţi puternici), care a generat masa de conglomerate poligene apţian superioare-albiene.

Cercetările geofizice au pus în evidenţă două sensuri de-a lungul cărora fundamentul se îneacă şi se fragmentează : sensul NV—SE (fragmentarea în horsturi şi grabene, concretizată prin anomalii puternice (1)) şi sensul S—N [1]), ca urmare a dispoziţiei în trepte , coborîte de la S către N, a fundamentului ; apexul anomaliei orientat V—E corespunde flancului nordic al Munţilor Făgăraşului.

Cartodiagrama sedimentară a surprins două tendinţe predominante de dirijare a paleocurenţilor : V—E şi S—N.

Tendinţa la dispunere în trepte a fundamentului, soclu compartimentat de inegală instabilitate (1), a produs tendinţa permanentă de dirijare a paleocurenţilor după sensurile menţionate, astfel că se poate vorbi de o suprapunere a imaginilor paleocîmpurilor de curgere cu cele deduse din geofizică.

Dacă pentru orizontul superior al stratelor de Sinaia, seria flişoidă albiană şi conglomeratele inferioare, situarea surselor de sedimente este uşor de făcut, fiind confirmată şi de natura litologică a elementelor din conglomerate şi gresii, nu acelaşi lucru se poate spune despre stratele de Sinaia, în care slaba reprezentare a mecanoglifelor de eroziune şi stratificaţia de curent aruncă o umbră de îndoială asupra concluziilor noastre.

Mulţumim pe această cale acad. prof. G. Murgeanu pentru îndrumările şi sprijinul acordat în studiile noastre sedimentologice şi D. Patrulius pentru bunăvoinţa cu care ne-a pus la dispoziţie harta geologică în manuscris a Munţilor Perşani (defileul Oltului).

КАРТОДИАГРАММА ПАЛЕОТЕЧЕНИЙ В ГОРАХ ПЕРШАНЬ (ДОЛИНА ВАЛЯ ВЫРГИШУЛУЙ, УЩЕЛЬЕ ОЛТА, ДОЛИНА ВАЛЯ МЭЙЕРУШУЛУЙ)

РЕЗЮМЕ

В результате исследования ориентировки механоглифов и слоистости течений Синайских слоев авторами выявлено два направления привноса: продольное (меридиональное) — в среднем горизонте и поперечное (широтное) — в верхнем горизонте.

Поперечное направление привноса характерно для альбского песчанисто-мергелистого флиша.

При картировании текстурной ориентировки конгломератов апта — верхнего альба (по оси „c") также выявлены данные, подтверждаю-

[1]) Şt. Airinei, comunicare verbală.

щие поперечную (ущелье Олта) и продольную (меридиональную) (дол. Валя Мэйерушулуй — Бучеджские конгломераты) ориентировку донных течений.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Направление сноса по механоглифам в Синайских Слоях, обнажающихся по долине Валя Выргишулуй (м-б 1 : 100 000). *а*) средний горизонт (диаграммы 2—4); *в*) верхний горизонт (диаграмма 1); пунктирные резетки — направление потока; белые розетки — тектонические направления (геологические границы по Д. Жипа).

Рис. 2. — Картодиаграмма осадочных образований в зоне ущелья Олта, составленная на основании механоглифов и осей „с" дисковидных галек (м-б 1 : 100 000). *А* — Берриас-валанжин-готерив; *а* — мергели с фауной головоногих; *в*) — Синайские слои (диаграмма 5); *В* — Баррем-нижний апт. *С* — Верхний апт — альб; *а* — полигенные конгломераты (диаграммы 8—18); *в* — песчано-мергелистые флишевые отложения (диаграммы 6 и 7). (Геологические границы — по Д. Патрулиусу и С. Павлюку).

Рис. 3. — Картодиаграмма осаждения конгломератов Бучеджь, обнажающихся по долине Муреша, составленная на основании осей „с" дисковидных галек (м-б 1 : 100 000). (Геологические границы — по С. Павлюку).

Рис. 4. — Включения в Бучеджских конгломератах (дол. Валя Мэйерушулуй).

CARTODIAGRAMME DES PALÉOCOURANTS DES MONTS PERȘANI (VALLÉE DU VÎRGHIȘ, DÉFILÉ DE L'OLT, VALLÉE DU MĂIERUȘ)

RÉSUMÉ

L'étude de l'orientation des mécanoglyphes et de la stratification de courant des Couches de Sinaia a mis en évidence l'existence de deux directions d'apport : longitudinales (S—N) dans l'horizon moyen et transversales (O—E) dans l'horizon supérieur.

L'apport transversal est aussi caractéristique au Flysch grésomarneux albien.

La cartographie de l'orientation texturale des conglomérats aptien supérieur-albiens (suivant des axes «c»), offre des indications relatives à l'orientation des courants de profondeur : transversal (défilé de l'Olt) et longitudinal, S—N (vallée du Măieruș — Conglomérats de Bucegi).

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Directions de transport d'après les mécanogliphes dans les Couches de Sinaia de la valée du Vîrghiș (échelle 1 : 100 000). *a*, Horizon moyen (diagrammes 2—4) ; *b*, horizon supérieur (diagramme 1) ; rosettes pointillées = directions de courant ; rosettes blanches= directions tectoniques (limites géologiques d'après D. J i p a).

Fig. 2. — Cartodiagramme sédimentaire de la zone du défilé de l'Olt, d'aprè lses mécanogliphes et les axes «c» des galets discoïdaux (échelle 1 : 100 000).

A, Berriasien-Valanginien-Hauterivien ; *a*, marnes à Céphalopodes ; *b*, Couches de Sinaia (diagramme 5). *B*, Barrémien-Aptien inférieur. *C*, Aptien supérieur-Albien ; *a*, conglomérats polygènes (diagrammes 8—18) ; *b*, Flysch grésomarneux (diagrammes 6 et 7, (limites géologiques d'après D. Patrulius et S. Pauliuc).

Fig. 3. — Cartodiagramme sédimentaire des Conglomérats de Bucegi de la vallée de Măieruş, suivant l'orientation des axes «c» des galets discoïdaux (échelle 1 : 100 000) (limites géologiques d'après S. Pauliuc).

Fig. 4. — Imbrication dans les Conglomérats de Bucegi (vallée du Măieruş).

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Şt. et Murgeanu G., *Données géophysiques sur la structure du soubassement de la courbure des Carpates Orientales*, Rev. géol.-géogr., 1960, **IV**, *2*.
2. Cailleux A., *Distinction des galets marins et fluviatiles*, Soc. Géol. France, seria a 5-a, 1945, **15**.
3. Dumitriu M. şi Cristina Dumitriu, *Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din Pintenul de Văleni*, Comunicările Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *11*.
4. — *Analize de orientare texturală şi direcţii de transport ale sedimentelor*, Stud. cercet. geol., 1961, **VI**, *4*.
5. Dzulynski S., Ksiazkiewicz M. a. Kuenen Ph., *Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains*, Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, **70**, *8*, 1089.
6. Хворова И. В., *О происхождении флиша*, Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геол., 1958, *5*.
7. Krumbein W. C., *Flood gravels of the San Gabriel Canyon, California*, Geol. Soc. Amer. Bull., 1940, **51**, 639—676.
8. Kuenen Ph., *Problems concerning source and transportation of flysch sediments*, Geol. en Mijnb., 1958, **20**, 329—339.
9. Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L. şi Jipa D., *Flişul cretacic din partea de S a Munţilor Baraoltului*, Stud. cercet. geol., 1961, **VI**, *2*.
10. Murgeanu G., Filipescu M. G., Patrulius D. şi colab., *Privire generală asupra Flişului cretacic de la curbura Carpaţilor. Ghidul excursiilor. B. Carpaţii Orientali*, Asoc. Geol. Carpato-Balcanică (Congres. V), 4—19 sept. 1961.
11. Patrulius D., *Observaţiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi şi din Perşani*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII** (1950—1951).
12. Pettijohn F. J., *Sedimentary rocks*, Harper & Brothers, New York, 1957.
13. Рухин Л. Б., *Основы литологии*, Гостоптехиздат, Москва, 1953.
14. — *Основы общей палеогеографии*, Гостоптехиздат, Ленинград, 1959.
15. Schlee John, *Fluvial gravel fabric*, J. of Sedimentary Petrology, 1957, **XXVII**, *2*.

NOI URME DE VERTEBRATE ÎN MIOCENUL SUBCARPAȚILOR ROMÎNEȘTI

DE

N. PANIN și E. AVRAM

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 12 iunie 1962

Cercetările din anul 1961 au adus date noi și interesante asupra problemei urmelor de vertebrate din depozitele terțiare ale Subcarpaților romînești, și anume din Vrancea (fig. 1).

A fost descoperit un număr apreciabil de urme necunoscute pînă în prezent, precum și multe puncte ichno-fosilifere noi.

În literatura privitoare la miocenul din R.P.R. sînt citate pînă în prezent următoarele tipuri de urme : urme de paricopitate (9), (19), urme de păsări (picioroange, palmipede, *Charadriidae*, *Motacillidae*?) (9), (10), (11).

Toate urmele fosile din Vrancea, atît cele citate în literatură, cît și cele descoperite de noi în anul 1961, au fost găsite în partea superioară a așa-numitului orizont roșu și în partea inferioară a orizontului cenușiu (stratele de Dobrotov și seria de Stebnic) — cu alte cuvinte într-un interval destul de scurt al vindobonianului.

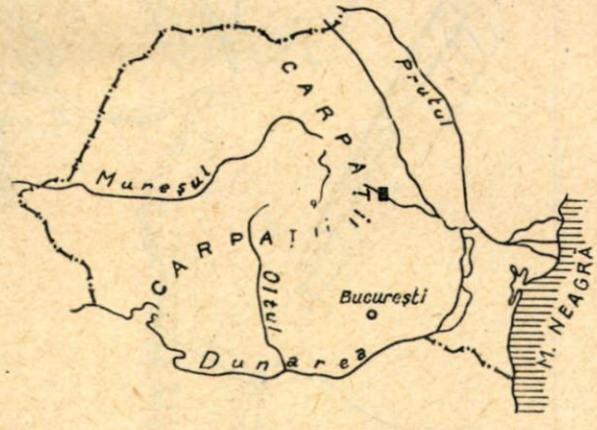


Fig. 1. — Schița amplasării regiunii ichno-fosilifere Vrancea.

La lucrarea de față anexăm o hartă geologică schematică (fig. 2) cu punctele ichno-fosilifere, din care s-a colectat materialul ce va fi descris în cele ce urmează.

Un fapt demn de menționat este acela că toate punctele sînt eșalonate în lungul limitei dintre orizontul roșu și orizontul cenușiu, de ambele părți ale acesteia.

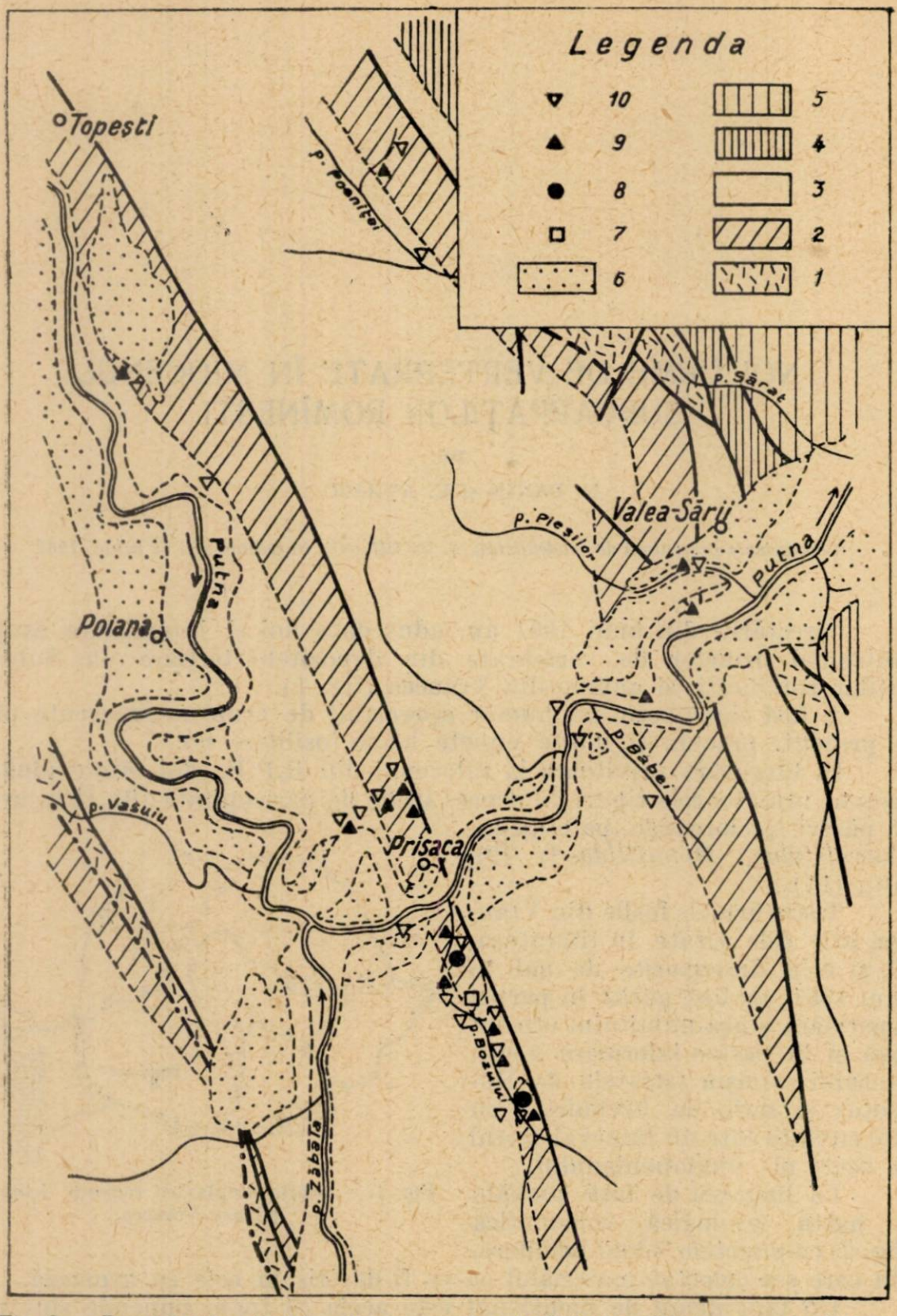


Fig. 2. — Punctele ichno-fosilifere din zona confluenței Putnei cu Zăbala, scara 1 : 50 000 (datele geologice după harta geologică la scara 1 : 100 000 a Comitetului geologic).

Legenda 1, Formațiunea (brecia) sării; *2*, orizontul roșu; *3*, orizontul cenușiu (vindobonian); *4*, tortonian; *5*, sarmațian; *6*, cuaternar (terase); *7*, urme de proboscidieni; *8*, urme de carnivore; *9*, urme de paricopitate; *10*, urme pe pași de păsări.

Printre urmele noi din orizontul roșu, în afara celor de păsări și paricopitate, am găsit urme de proboscidieni, de felide și canide [1]). În partea inferioară a orizontului cenușiu am găsit impresiuni de pași de păsări și urme de paricopitate mici și mari. Varietatea și frecvența urmelor de păsări este impresionantă — în unele pachete ele se întîlnesc aproape pe fiecare strat de gresie.

ASUPRA NOMENCLATURII ȘI SISTEMATICII URMELOR DE VERTEBRATE

Numărul mare de vertebrate descoperite pînă în prezent și perspectivele viitoare nelimitate în acest domeniu ne îndeamnă să abordăm problema clasificării și nomenclaturii urmelor.

După O. S. V i a l o v (*ex literis*, 1962), se simte necesitatea elaborării unei nomenclaturi a urmelor de activitate vitală a animalelor. Această nomenclatură trebuie să fie latină, binominală și să aibă un caracter exclusiv convențional. La formarea denumirii unui nou „gen" de urme se poate folosi de la caz la caz unul dintre următoarele sufixe stereotip: *-ites*, *-ichnites*, *-ichnis*, *-pus*, *-pes*, *-peda*. Denumirile generice și specifice ale urmelor de activitate vitală (inclusiv urmelor-amprente de vertebrate) au un interes pur nomenclatoric și nicidecum taxonomic și nu reprezintă unitățile unei clasificări biologice naturale, ci ale uneia convenționale. O. S. V i a l o v a elaborat, în conformitate cu cele expuse mai sus, o clasificare și un sistem de nomenclatură a urmelor. Astfel, el propune denumirea de *Vivichnia* pentru toate urmele de activitate vitală. Acestea cuprind două grupe mari: *Invertebratichnia* și *Vertebratichnia*. Urmele vertebratelor se pot împărți în: *Avipedia*, *Mammalipedia* etc. Ultimul tip de urme se poate subîmpărți în: *Carnivoripedae*, *Perissodactipedae*, *Artiodactipedae* etc.

În lucrarea de față vom adopta, în mare, sistemul propus de O. S. V i a l o v. În plus, vom face cîteva remarci și adăugiri.

După părerea noastră, în cazul ideal, denumirea și clasificarea urmelor de vertebrate trebuie să meargă în paralel cu clasificarea animalelor. Practic, concordanța totală dintre clasificarea urmelor și clasificarea animalelor este posibilă doar pînă la o anumită limită — pînă la o anumită valoare taxonomică. Această limită depinde de posibilitatea de determinare, de recunoaștere a urmelor, de identificare după urme a animalului care le-a lăsat.

Paleoichnologia, mai mult decît orice altă ramură a geologiei, se bazează pe principiul actualismului. Determinarea urmelor se poate face prin compararea amprentelor fosile, cu cele actuale, a căror apartenență

---

[1]) Ținem să aducem mulțumiri lui C. R o s e t t i - B ă l ă n e s c u pentru indicațiile prețioase pe care ni le-a dat în legătură cu urmele animalelor actuale. Mulțumim de asemenea lui A. C o m ș i a și I. C ă t u n e a n u pentru ajutorul acordat în această problemă.

o putem afla [1]). Prin urmare, comparînd urmele fosile cu cele actuale constatăm asemănarea primelor cu amprentele picioarelor animalelor actuale dintr-un anumit grup taxonomic. Pe baza principiului actualismului putem spune că urmele fosile aparţin unor animale din trecutul geologic, care fac parte din acelaşi grup taxonomic cu cele actuale. Uneori se poate întîmpla ca în grupul respectiv să nu se cunoască reprezentanţi contemporani cu urmele fosile. Nu trebuie să uităm însă că aici intervin capriciile fosilizării, astfel încît nepotrivirile între vîrsta urmelor de animale şi debutul determinat paleontologic al evoluţiei respectivului grup sistematic sînt admisibile în anumite limite. Cu alte cuvinte, în astfel de cazuri nu este exclus ca debutul real al grupului să fie anterior primelor vestigii paleontologice pe baza cărora s-a stabilit momentul apariţiei urmelor respective. Vedem deci că studiul urmelor de animale poate aduce noi date pentru elucidarea problemelor evoluţiei paleontologice.

Considerăm că cea mai indicată şi cea mai puţin riscantă metodă de determinare a urmelor de vertebrate din miocen este următoarea: comparăm urma fosilă cu urmele animalelor actuale; găsim asemănarea cea mai apropiată, mergînd pînă la specia actuală; ne reîntoarcem la grupa taxonomică superioară — ordin, familie; verificăm dacă această grupă sistematică a existat în epoca geologică respectivă; procedăm la denumirea urmei fosile.

Am văzut că nomenclatura urmelor trebuie să fie binominală şi de preferat latină. Formarea denumirii generice se poate face pornind de la nomenclatura grupei taxonomice superioare, stabilită aşa cum s-a arătat mai sus, prin adăugarea sufixului *-ipeda*, *-pus*, *-pes*. Sufixul se adaugă la rădăcina care a servit la formarea denumirii familiei sau ordinului respectiv.

După cum se ştie, articolul 4 al Regulilor Internaţionale de nomenclatură menţionează că denumirea familiei se obţine adăugînd la rădăcina denumirii genului tip terminaţia *-idae*. Comisia Internaţională de la Paris (1948) a precizat că: „rădăcina, în acest sens, se poate găsi de obicei prin scrierea denumirii genului la cazul genitiv, conform cu regulile declinării substantivelor latine, şi eliminarea terminaţiei *-ae*, *-i*, *-is*, *-ius*" (ex.: *Strix*, *Strigis* — *Strigidae*).

Pentru formarea denumirii „genului" urmelor fosile vom folosi deci rădăcina definită mai sus şi vom adăuga sufixul *-ipeda* (ex.: *Charadrius*, *Charadrii*, *Charadriidae* — *Charadriipeda*; *Felis*, *Feli*, *Felidae* — *Felipeda*).

Denumirea specifică (trivială) a urmelor se poate forma după regulile generale internaţionale de formare a unor astfel de denumiri (ex.: *Canipeda longigriffa*, *Ardeipeda gigantea* etc.).

Pentru denumirea „ordinului" vom folosi sufixul *-ipedia*, pentru „familie" *-ipedae*, iar „subfamilie" *-ipedinae*.

[1]) Acest lucru este aplicabil numai pentru urmele ce se referă la un timp geologic nu prea îndepărtat.

DESCRIEREA URMELOR

I. PROBOSCIDEA

Localitatea : Prisaca—Putna, pîrîul Bozului.

Orizontul : orizontul roșu al vindobonianului.

Pe pîrîul Bozului, în apropiere de confluența cu pîrîul Lozii, apare un strat de gresie, deschis pe o suprafață de aproximativ 100 m², cu peste 100 de urme lăsate, probabil, de o turmă de animale foarte mari (pl. I, fig. 13).

Urmele au o formă ovală, dimensiunile variind între 40 × 30 și 25 × 19 cm (pl. I, fig. 14). Stratul de gresie fină este afectat de trei sisteme

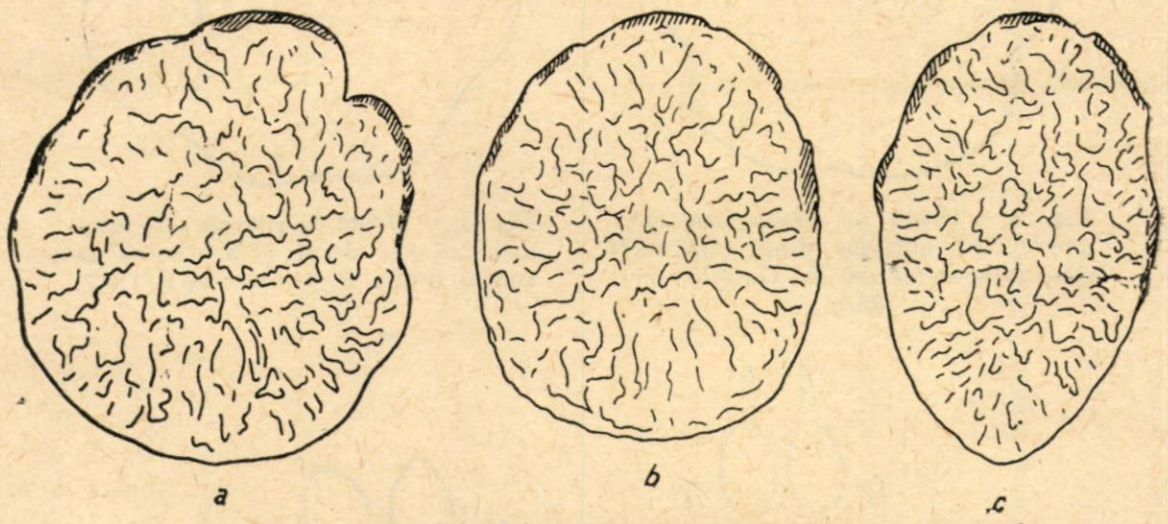


Fig. 3. — Urme de elefanți africani (după P. Gromier, 1887).

a, Anterior drept (44 × 37 ; 1/8 mărime naturală) ; *b*, anterior drept (42 × 34 ; 1/8 mărime naturală) ; *c*, posterior drept (45 × 29 ; 1/8 mărime naturală).

de diaclaze, care, împreună cu diformațiile suferite de nisip în momentul imprimării urmelor, îngreuiază descifrarea detaliilor.

Se poate spune că animalul care le-a lăsat era deosebit de greu, urmele fiind foarte adînci (în jur de 10 cm), iar nisipul a fost refulat în lături, formînd ridicături pe margini. Membrele animalului se terminau printr-o suprafață plană mare, fără vreun relief deosebit al tălpii ; la marea majoritate a urmelor degetele nu s-au imprimat de loc, la unele însă pare că se pot descifra trei mici impresiuni în partea anterioară și două mai lateral.

Acest tip de urme seamănă foarte mult cu urmele elefantului actual (fig. 3). Membrele acestuia se termină cu 5 degete, care se sprijină pe o pernă elastică, astfel că urma are aspectul unei impresiuni ovale, mai mult sau mai puțin alungite, păstrînd uneori și urmele unghiilor degetelor. Suprafața tălpii este brăzdată de o serie de șănțulețe vermiculare, care măresc aderența de suprafața solului și micșorează posibilitatea de a aluneca. Imprimarea acestor șănțulețe depinde de granulometria, gradul de umiditate și consistență a materialului pe care calcă animalul.

Numărul foarte mare de urme arată că animalele care le-au lăsat umblau în turme numeroase. Dintre animalele actuale mari, singuri elefanţii şi hipopotamii trăiesc în turme atît de mari. Urmele de hipopotami sînt însă mult deosebite faţă de cele descrise (fig. 4 şi 5).

Este evident că aici se găsea un punct de apă, unde proboscidienii veneau pentru a se adăpa, stratul de nisip în momentul imprimării urmelor găsindu-se sub apă.

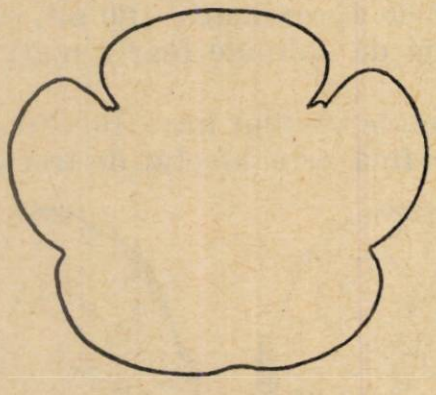


Fig. 4. — Urmă de hipopotam (*H. amphybius*), anterior drept (1/5 mărime naturală) (după P. Gromier, 1887).

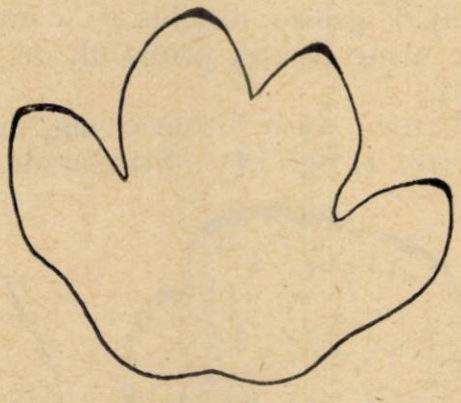


Fig. 5. — Urmă de rinocer (*D. bicornis*), anterior drept (1/5 mărime naturală) (după P. Gromier, 1887).

Fig. 6. — Urmă de canide.

Fig. 7. — Urmă de felide.

Din datele privitoare la filogenia proboscidienilor rezultă că în timpul miocenului existau mastodonţii şi deinotheridele. Putem presupune deci că urmele descrise aparţin unor animale din grupul *Proboscidea*, subordinul *Mastodontoidea* (mastodonţi trilophodonţi), sau subordinul *Deinotherioidea* (familia *Deinotheriidae*).

Propunem pentru tipul de urme descris denumirea de *Proboscipeda enigmatica* n. gen., n. sp. [1]).

---

[1]) Lista taxonomică a urmelor în conformitate cu nomenclatura propusă este dată la sfîrşitul lucrării la concluzii.

II. CARNIVORA

Urmele lăsate de carnivore se deosebesc destul de ușor de ale celorlalte animale. În cadrul acestei categorii se pot face însă confuzii la identificarea urmelor de canide și felide. Totuși există cîteva criterii de determinare a apartenenței animalului care a lăsat urmele, la prima sau la a doua familie.

Canidele au o urmă tipar mai mult sau mai puțin strînsă, amprentele degetelor sînt ovale și se termină cu urmele clare ale ghearelor; călcîiul are o formă de inimă bilobată (fig. 6).

Felidele lasă o urmă destul de etalată, degetele sînt mai rotunde și nu au urme de gheare, care sînt retractile; călcîiul are o formă de inimă trilobată (fig. 7) (4).

Noi am găsit două tipuri de urme, care, judecînd după aceste criterii de determinare, aparțin unor felide și unor canide.

1. Felidae

Localitatea: Prisaca—Putna, pîrîul Bozului.

Orizontul: orizontul roșu al vindobonianului.

Urma tipar de felide are o lățime de 52 mm. Lungimea nu se poate măsura, deoarece urma nu este întreagă. Se pot observa amprentele ovale a patru pernițe digitale și ale unei părți a perniței călcîiului (pl. II, fig. 15). Degetele 2 și 3 sînt mai apropiate între ele și au o poziție mai anterioară față de degetele 1 și 4. Între primele și pernița călcîiului există o distanță de circa 6 mm. Între degetul 4 și cel de al 3-lea sînt aproximativ 4 mm. Degetul 1 este de asemenea depărtat de al 2-lea, dar numai cu 2—3 mm. Dimensiunile impresiunilor degetelor variază în jur de 17 × 12 mm. Nu se observă urme de gheare, prin urmare acestea erau retractile.

Această urmă seamănă deosebit de bine, atît ca dimensiuni cît și ca formă, cu cea descrisă din stratele de Dobrotov (15), urmă care a fost comparată ca dimensiuni cu reprezentanții actuali ai felidelor. S-a ajuns la concluzia că analogiile cele mai apropiate se găsesc la urmele de *Felis chaus* și *Lynx caracal*.

Propunem pentru acest tip de urme denumirea de *Felipeda lynxi* n.gen., n. sp.

2. Canidae

Localitatea: Prisaca—Putna, pîrîul Bozului.

Orizont: orizontul roșu al vindobonianului.

Pe o placă de gresie foarte fină se află trei urme tipar care aparțin aceluiași animal. Dintre acestea doar una se pretează unei descrieri mai amănunțite (pl. II, fig. 16).

Lungimea totală a urmei este de 61 mm, iar lățimea maximă de 32 mm. Se văd amprentele a patru pernițe digitale, ovale, apropiate, avînd dimensiuni în jurul valorilor 13—14 mm pentru lungime, și 8—9 mm pentru lățime. Lungimea și lățimea perniței călcîiului sînt egale fiecare cu 27 mm. Între călcîi și degetele 2 și 3 este o distanță de 8—9 mm. Se observă urmele unor gheare puternice, neretractile, avînd lungimea de 8—11 mm.

Urma este foarte adîncă ceea ce denotă umiditatea şi plasticitatea mare a materialului în timpul imprimării urmei. Acest lucru este confirmat şi de faptul că partea dreaptă a urmei este diformată de alunecarea materialului, precum şi de relieful amprentelor digitale. Bureleţii, ce se observă în interiorul amprentelor digitale, se datoresc faptului că, în momentul ridicării labei, materialul s-a lipit de perniţele digitale.

Ca dimensiuni şi oarecum ca formă, urma descrisă seamănă cu urma unei vulpi actuale.

Propunem denumirea de *Canipeda longigriffa* n. gen., n. sp.

III. ARTIODACTYLA

1. Localitatea : Prisaca—Putna, Rîpa Porcului, pîrîul Bozului.
Orizont : orizontul cenuşiu al vindobonianului.

În orizontul cenuşiu, mai ales în partea lui inferioară, am găsit urme de paricopitate (pl. III şi IV).

Lungimea urmelor de pe eşantionul reprezentat pe figura 17 (pl. III) este de 40—42 mm. Lăţimea maximă se găseşte în pătrimea posterioară a urmei şi este de 27—29 mm.

Pe figura 18 (pl. III) sînt reprezentate două urme, una a piciorului anterior, iar cealaltă a piciorului posterior ale aceluiaşi animal. Urma piciorului posterior este puţin suprapusă peste cea a celui anterior. Lungimea urmelor 55 mm, lăţimea 37 mm.

Urma reprezentată pe figura 19 (pl. IV) este o urmă în barelief. Pe placă se observă şi mulajele urmelor de picături de ploaie. Lungimea urmei de paricopitat este de 33 mm, lăţimea maximă de 22 mm.

Acest tip de urme se caracterizează prin forma ascuţită anterior şi prin raportul lungime/lăţime maximă egal cu aproximativ 1,5. Urmele au marginea şi călcîiul copitei foarte clare.

Ele fac parte din tipul *Pecorapeda gazella* Vialov, 1961.

Pentru a ne conforma principiilor de nomenclatură expuse mai sus, propunem modificarea nomenclaturii de *Pecorapeda* în *Pecoripeda*. Prin urmare tipul de urme descris îl vom numi *Pecoripeda gazella* Vialov, 1961.

2. Localitatea : Prisaca—Putna, pîrîul Bozului.
Orizont : orizontul roşu al vindobonianului.

Am găsit pe o placă de gresie roşie cîteva urme de paricopitate (pl. IV, fig. 20). Lungimea urmelor variază între 43 şi 35 mm. Lăţimea maximă se găseşte în treimea sau pătrimea posterioară şi este de 25—34 mm.

Putem distinge două tipuri de urme : unele care corespund tipului *Pecoripeda gazella* (ascuţite anterior, marginea copitei dreaptă şi evidentă, raportul lungime/lăţime aproximativ 1,5) şi altele, care probabil, corespund cu tipul *Pecoripeda amalphea* Vialov, 1961. Spre deosebire de primul tip aceste urme sînt mai puţin ascuţite anterior, vîrfurile sînt mai rotunjite, iar marginea copitei este mai curbă şi mai puţin clară. Călcîiul nu se imprimă prea distinct. Raportul lungime/lăţime maximă este de 1,1—1,3.

3. Localitatea : Prisaca—Putna, pîrîul Bozului.
Orizont : orizontul cenușiu al vindobonianului.

Pe figura 18 (pl. III) se poate observa o urmă de paricopitat de talie mare. Gradul de conservare nu ne permite o descriere mai detaliată. Dimensiunile aproximative sînt : lungimea 12 cm, lățimea 10,5 cm. Vîrfurile sînt ascuțite și depărtate.

Nu ne putem pronunța asupra apartenenței acestei urme.

IV. AVES

1. **Ardeidae**

a) Localitatea : Prisaca—Putna, Rîpa Porcului.
Orizont : orizontul cenușiu al vindobonianului.

Pe o placă de gresie fină am găsit cîteva urme barelief, de pași de păsări (pl. V, fig. 21).

Dimensiunile degetelor sînt : d1 (posterior) 28 mm ; d2 (intern) 35—42 mm ; d3 (median anterior) 50—54 mm ; d4 (extern) 38—40 mm. Lungimea totală a urmei este de 80—85 mm, iar lățimea totală de 60—65 mm. Unghiul între degetele 2 și 3 (α_{2-3}) este aproximativ de 50°, iar cel dintre degetele 3 și 4 (α_{3-4}) de 60°. Impresiunile degetelor sînt subțiri, fără urmă de membrană interdigitală.

Din compararea acestui tip de urme cu cele ale păsărilor actuale, am ajuns la concluzia că asemănarea cea mai mare este cu amprentele picioarelor de *Ardea* (fig. 8). Dimensiunea maximă (lungimea totală) la care pot ajunge aceste urme este de aproximativ 175 mm.

Urmele fosile descrise sînt mai mici, conformația piciorului este însă identică.

Propunem denumirea de *Ardeipeda egretta* n.gen., n. sp.

b) Localitatea : Prisaca—Putna, Rîpa Porcului.
Orizont : orizontul cenușiu al vindobonianului.

Pe o placă foarte groasă de gresie grosieră am găsit cîteva urme de pași de pasăre de dimensiuni impresionante (pl. V, fig. 22).

Dimensiunile degetelor sînt : d1, 87 mm ; d2, 95 mm ; d3, 145 mm ; d4, 90 mm. Lungimea totală a urmei este de 230 mm, iar lățimea totală de 163 mm. Unghiul α_{2-3} este aproximativ de 70°, iar α_{3-4} de 75°. Urma descrisă este a piciorului drept și seamănă cu amprentele picioarelor de *Ardea*, fiind însă mai mare.

Propunem denumirea de *Ardeipeda gigantea* n.gen., n. sp.

c) Localitatea : Prisaca—Putna, pîrîul Bozului.
Orizont : orizontul cenușiu al vindobonianului.

Pe o placă de gresie cenușie se află șase urme barelief de pași de păsări (pl. VI, fig. 23 și 24). Pe figura 24 (pl. VI) este reprezentată o amprentă a piciorului drept, pe care o vom descrie în cele ce urmează.

Dimensiunile degetelor : d1, 30 mm ; d2, 42 mm ; d3, 58 mm ; d4, 34—40 mm. Lungimea totală a urmei este de 88 mm, iar lățimea totală de 68 mm. Unghiurile între degete : α_{2-3} 60°, α_{3-4} 50°. Lungimea pasului este

aproximativ de 17—20 cm. Posibil că în jurul degetelor a existat o mică membrană interdigitală.

Conformaţia acestei urme o apropie de tipul *Ardeipeda* descris mai

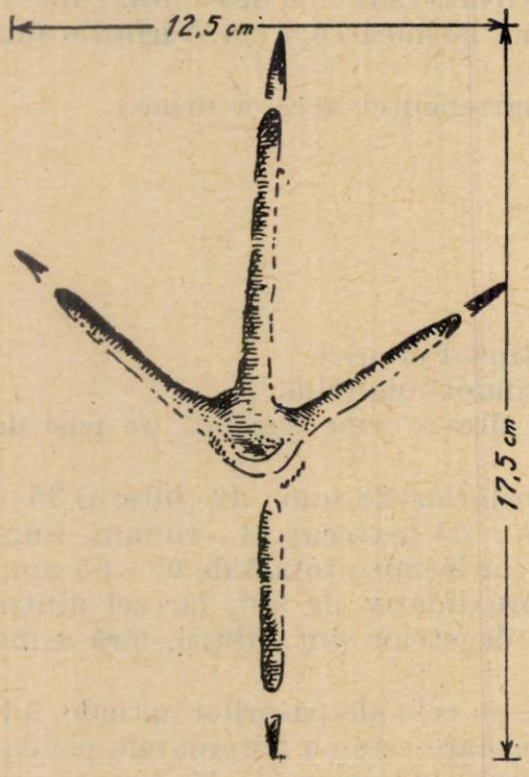
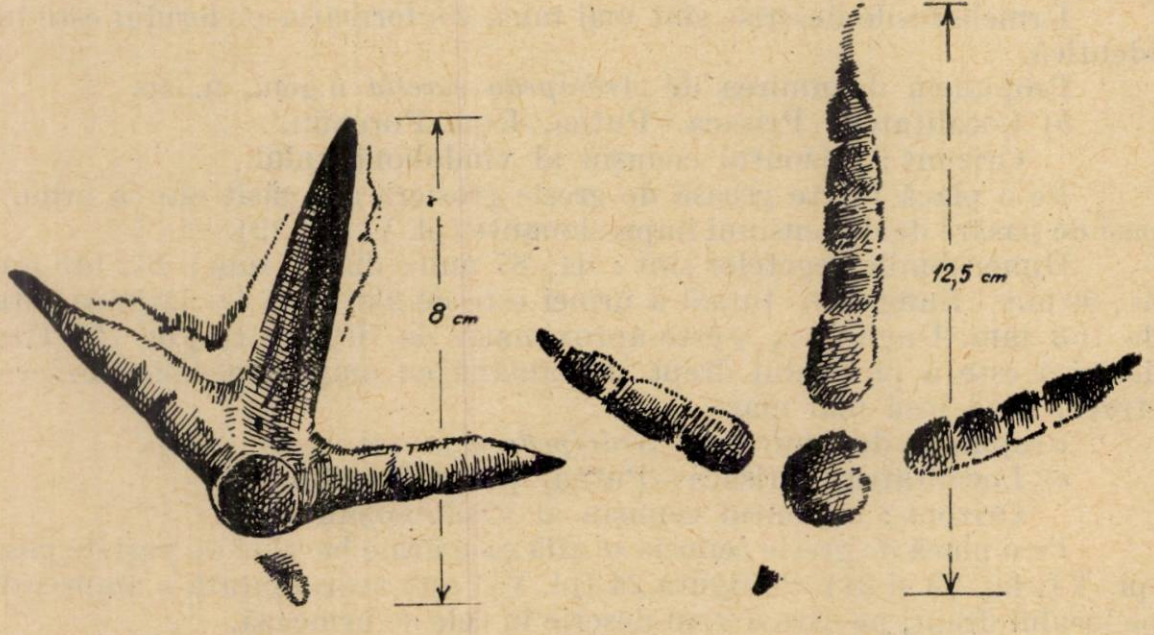


Fig. 8. — Urmă de *Ardea cinerea* (după A. N. Formosov, 1952).

Fig. 9. — Urme de *Gruidae* (după A. N. Formosov, 1952).



sus; totuşi posibilitatea existenţei unei membrane în jurul degetelor ne obligă să exprimăm o oarecare rezervă faţă de această determinare.

Propunem denumirea de *Ardeipeda incerta* n.gen., n.sp.

2. Gruidae

a) Localitatea : Prisaca—Putna, Rîpa Porcului.
Orizont : orizontul cenușiu al vindobonianului.

Am găsit pe o placă groasă de gresie grosieră urme de dimensiuni foarte mari (pl. VII, fig. 25).

Dimensiunile degetelor sînt : d2, 120 mm ; d3, 140 mm ; d4, 105 mm. Amprenta degetului 1 este foarte redusă, reprezentînd doar urma unghiei ; lungimea acestei amprente este de 15 mm. Lungimea totală a urmei este de 172 mm, iar lățimea totală de 180 mm. Unghiurile între degete (α_{2-3}, α_{3-4}) sînt aproximativ egale cu 60—62°.

Această urmă este identică ca aspect general cu cea de *Grus grus* (fig. 9), fiind însă mai mare. Putem deci spune că ea aparține unor *Gruidae* și propunem denumirea de *Gruipeda maxima* n.gen., n.sp.

3. Charadriidae

a) Localitatea : Prisaca—Putna, Rîpa Porcului.
Orizont : orizontul cenușiu al vindobonianului.

Pe o plachetă de gresie destul de grosieră se află o urmă barelief a piciorului drept al unei păsări (pl. VII, fig. 26).

Dimensiunile degetelor : d2, 13 mm ; d3, 27 mm ; d4, 20 mm. Nu se observă impresiunea degetului posterior. Membrana interdigitală este bine

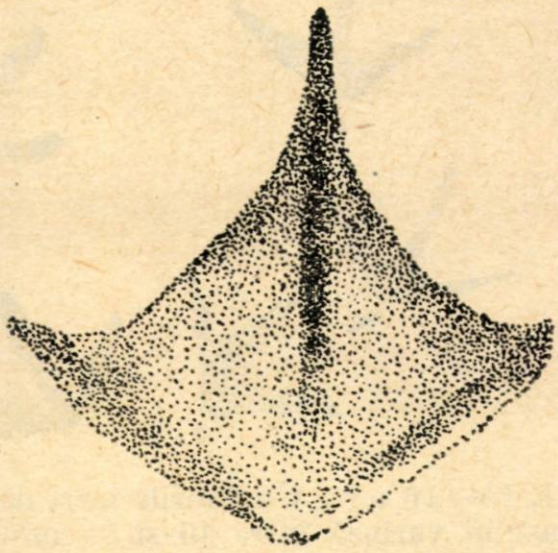


Fig. 10. — Urmă de *Recurvirostra* (după A. N. Formosov, 1952) (mărime naturală).

dezvoltată cuprinzînd degetele 3 și 4 aproape în întregime, iar degetul median pe aproape două treimi (18 mm) din lungimea lui.

Pe o placă de gresie am mai găsit cîteva urme de pași de păsări de același tip (pl. VIII, fig. 27). Dintre aceste urme doar două se pot măsura ; amîndouă sînt amprentele piciorului drept.

Dimensiunile degetelor : d2, 17—18 mm ; d3, 25 mm ; d4, 23—25 mm. Nu se observă impresiunea degetului posterior. Membrana interdigitală este bine dezvoltată, fiind asemănătoare cu cea de la urma reprezentată pe figura 26 (pl. VII).

Aceste urme seamănă cu amprentele de *Recurvirostra* actuale (fig. 10). Propunem denumirea de *Charadriipeda recurvirostrioidea* n. gen., n.sp.

b) Localitatea : Prisaca—Putna, Rîpa Porcului.

Orizont : orizontul cenuşiu al vindobonianului.

Pe o placă subţire de gresie se află o eşalonare de urme barelief, de păsări mici (pl. VIII, fig. 28).

Dimensiunile degetelor : d1, 8 mm ; d2, 14—15 mm ; d3, 17—19 mm ;

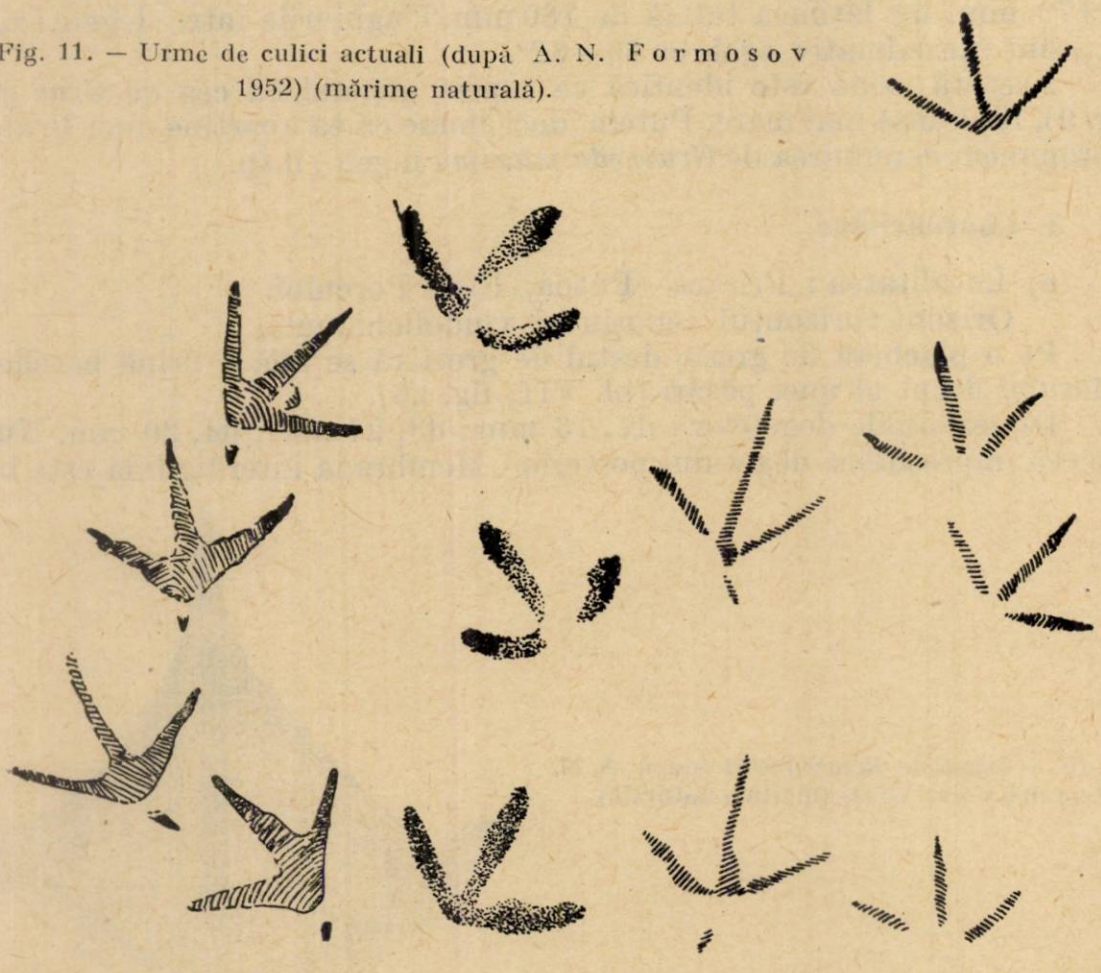


Fig. 11. — Urme de culici actuali (după A. N. Formosov 1952) (mărime naturală).

d4, 15—16 mm. Unghiurile între degete sînt : α_{2-3} 60°, α_{3-4} 50°. Lungimea pasului variază între 40 şi 55 mm.

Urmele anumitor culici actuali seamănă foarte bine cu urmele fosile descrise mai sus (fig. 11).

Propunem denumirea de *Charadriipeda minima* n. gen., n. sp.

c) Localitatea : Prisaca—Putna, pîrîul Bozului.

Orizont : orizontul cenuşiu al vindobonianului.

Pe o placă de marnă se află cîteva urme de păsări (pl. IX, fig. 29).

Lungimea amprentelor degetelor este : d2, 12—13 mm ; d3, 17—18 mm ; d4, 12—14 mm. Nu se observă impresiunea degetului 1 (posterior). Unghiul dintre degete : α_{2-3} 70°, α_{3-4} 75°. O caracteristică a acestor urme este că amprentele degetelor nu se unesc între ele.

Urmele descrise se aseamănă cu cele de culici actuali (mai ales cu urmele de nisipar) (fig. 11).

Propunem denumirea de *Charadriipeda disjuncta* n.gen., n. sp.

d) Localitatea : Prisaca—Putna, Rîpa Porcului.

Orizont : orizontul roșu al vindobonianului.

Pe o placă de gresie foarte fină, am găsit cîteva urme de pași de păsări (pl. IX, fig. 30).

Dimensiunile degetelor : d1, 28—30 mm ; d2, 30 mm ; d3, 40 mm ; d4, 31—33 mm. Unghiurile între degete : α_{2-3} 70°, α_{3-4} 50°. Distanța dintre

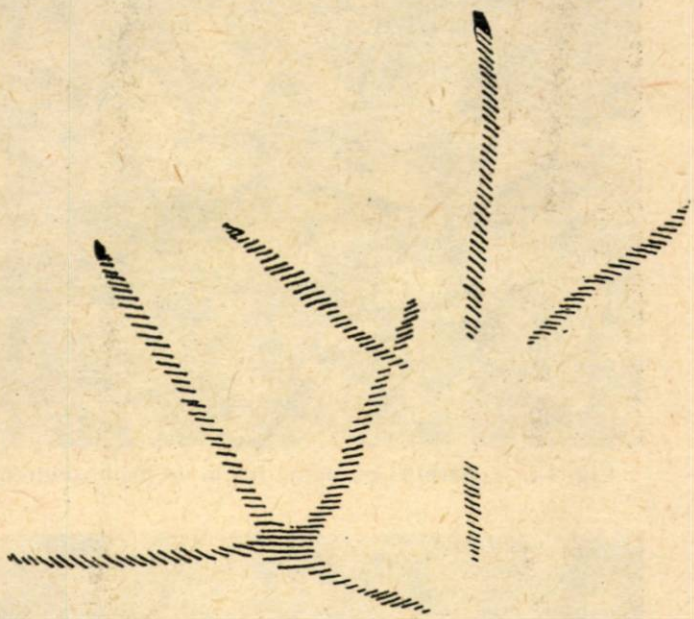


Fig. 12. — Urme de becaține actuale (după A. N. Formosov, 1952) (mărime naturală).

urme crește în direcția deplasării : 65, 90, 115 mm, ceea ce ne indică o mărire a vitezei de deplasare a păsării. Din cauza plasticității materialului, în momentul imprimării urmelor și, probabil, din cauza măririi vitezei de mers, urmele sînt puțin diformate de alunecarea picioarelor păsării.

Urmele descrise seamănă cu cele de becaține actuale (fig. 12).

Propunem denumirea de *Charadriipeda becassi* n.gen., n.sp.

4. Anatidae

a) Localitatea : Prisaca—Putna, Rîpa Porcului.

Orizont : orizontul cenușiu al vindobonianului.

Pe o placă mare de gresie se află multe urme de pași de păsări (pl. X, fig. 31 și 32).

Degetele 2, 3 și 4 sînt aproape egale, avînd dimensiuni în jur de 50 mm. Există și o mică amprentă a degetului 1 (10 mm). Membrana interdigitală este foarte dezvoltată, cuprinzînd în întregime cele trei degete anterioare.

Faptul că degetele sînt aproape egale, iar unghiul format de marginea anterioară a membranei interdigitale este de aproximativ 90° ne arată că urmele au fost lăsate de *Anatidae*.

Propunem denumirea de *Anatipeda anas* n.gen., n.sp.

Fig. 13. — Stratul cu urme fosile de proboscidieni. Orizontul roșu, pîrîul Bozului.

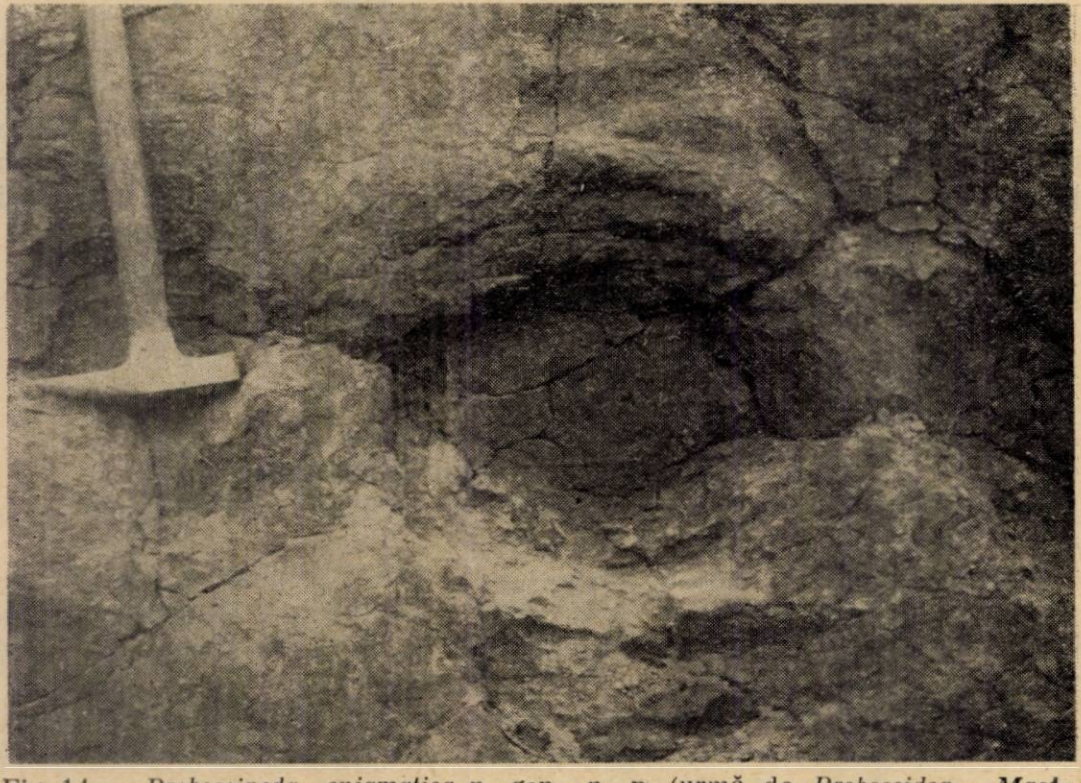


Fig. 14. — *Proboscipeda enigmatica* n. gen., n. p. (urmă de *Proboscidea — Mastodontoidea* sau *Deinotherioidea*). Orizontul roșu, pîrîul Bozului (38 × 29).

Fig. 15. — *Felipeda lynxi* n. gen., n. sp. (urmă de *Felidae*). Orizontul roşu, pîrîul Bozului.

Fig. 16. — *Canipeda longigriffa* n. gen., n. sp. (urmă de *Canidae*). Orizontul → roşu, pîrîul Bozului (mărime naturală).

Fig. 17 și 18. — *Pecoripeda gazella* Vialov, 1961 (urme de paricopitate). Orizontul cenușiu, pîrîul Bozului.

Fig. 17

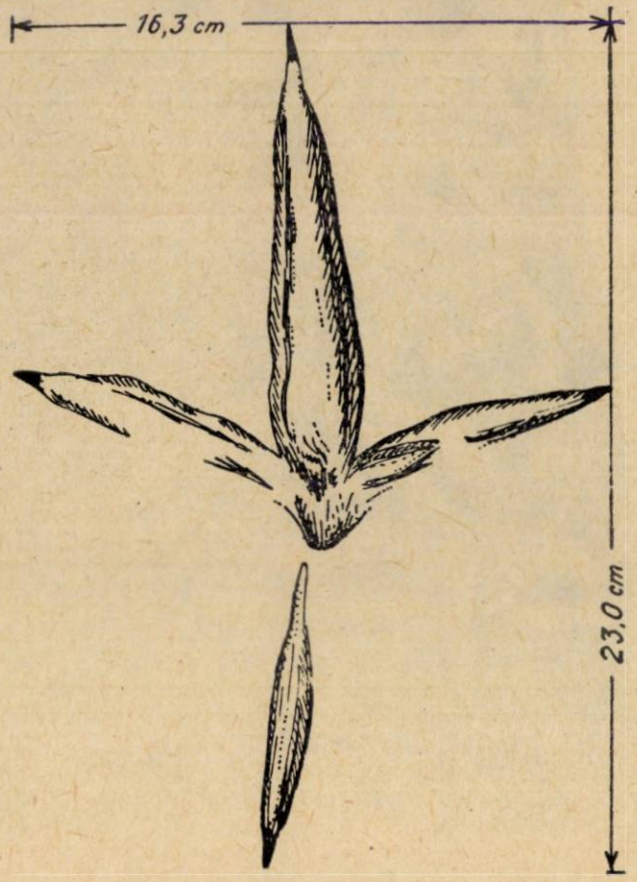
Fig. 18

Fig. 19. — *Pecoripeda gazella* Vialov, 1961 (urme de paricopitate). Orizontul cenușiu, Rîpa Porcului.

Fig. 20. — *Pecoripeda amalphea* Vialov, 1961 (*a*) și *P. gazella* Vialov, 1961 (*b*) (urme de paricopitate). Orizontul roșu, pîrîul Bozului.

← Fig. 21. — *Ardeipeda egretta* n. gen., n. sp. (urme de paşi de păsări de tip *Ardeidae*). Orizontul cenuşiu, Rîpa Porcului.

Fig. 22. — *Ardeipeda gigantea* n. gen., n. sp. (urme de paşi de păsări tip *Ardeidae*). Orizontul ↓ cenuşiu, Rîpa Porcului.



4 — c. 4399

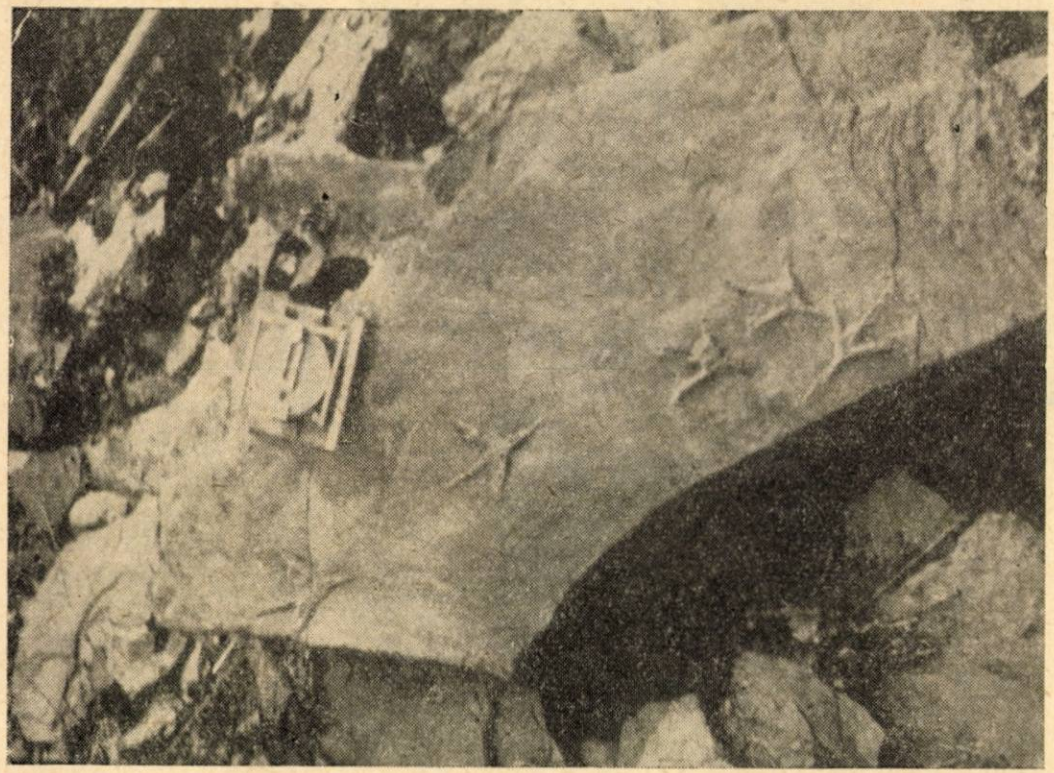


Fig. 23. — Placă cu cîteva urme de paşi de păsări (*Ardeipeda incerta*).

Fig. 24. — *Ardeipeda incerta* n. gen., n. sp. (urme de paşi de păsări, tip *Ardeidae*?). Orizontul cenuşiu, pîrîul Bozului.

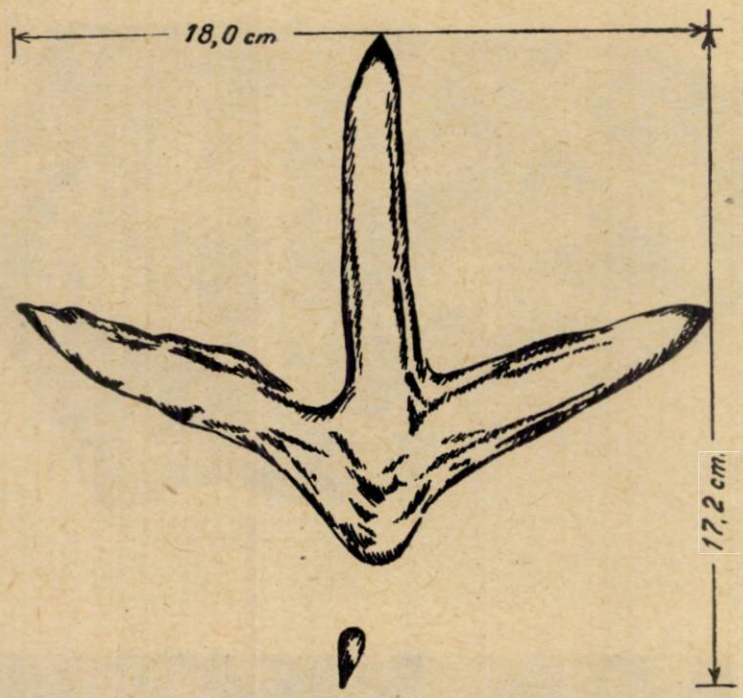


Fig. 25. — *Gruipeda maxima* n. gen., n. sp. (urme de *Gruidae*). Orizontul cenuşiu, Rîpa Porcului.

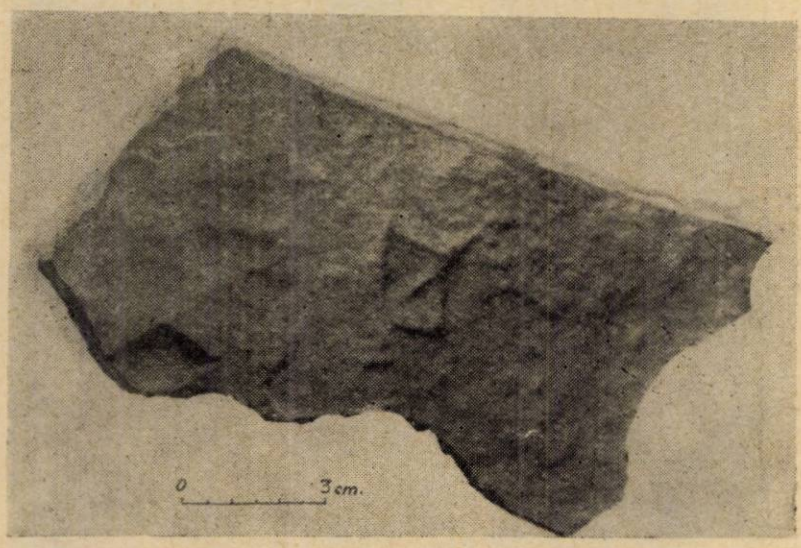


Fig. 26. — *Charadriipeda recurvirostrioidea* n. gen., n. sp. (urme de *Charadriidae*). Orizontul cenuşiu, Rîpa Porcului.

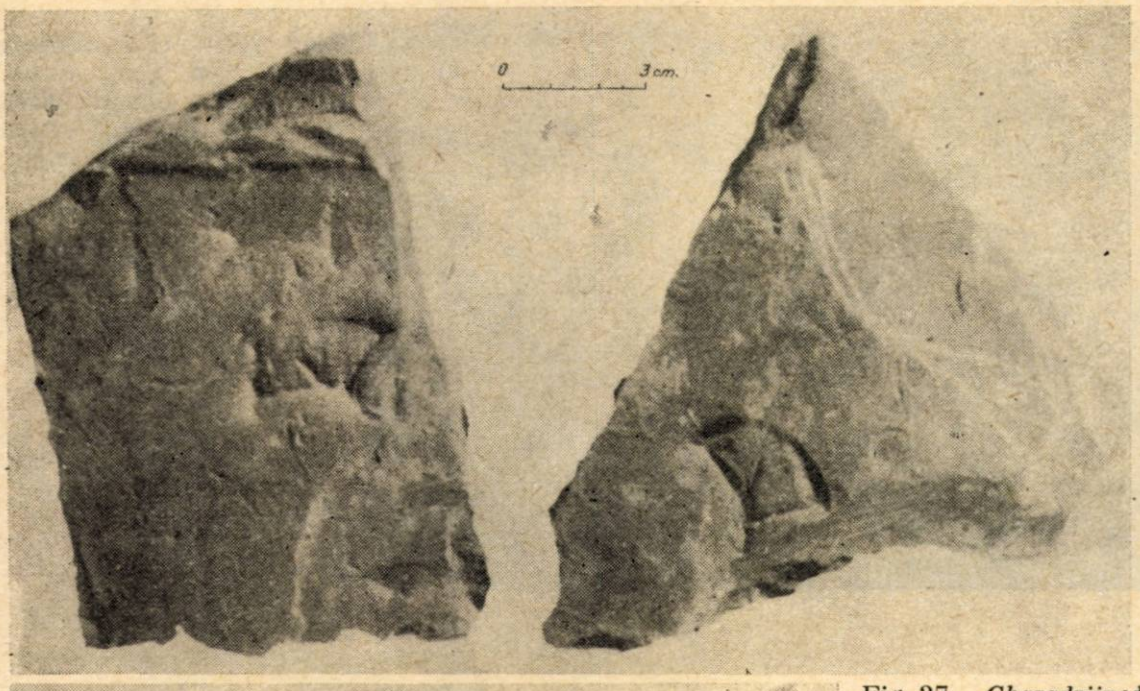


Fig. 27. — *Charadriipeda recurvirostrioidea* n. gen., n. sp. (urme de *Charadriidae*). Orizontul cenuşiu, pîrîul Bozului.

Fig. 28. — *Charadriipeda minima* n. gen., n. sp. (urme de *Charadriidae*). Orizontul cenuşiu, Rîpa Porcului.

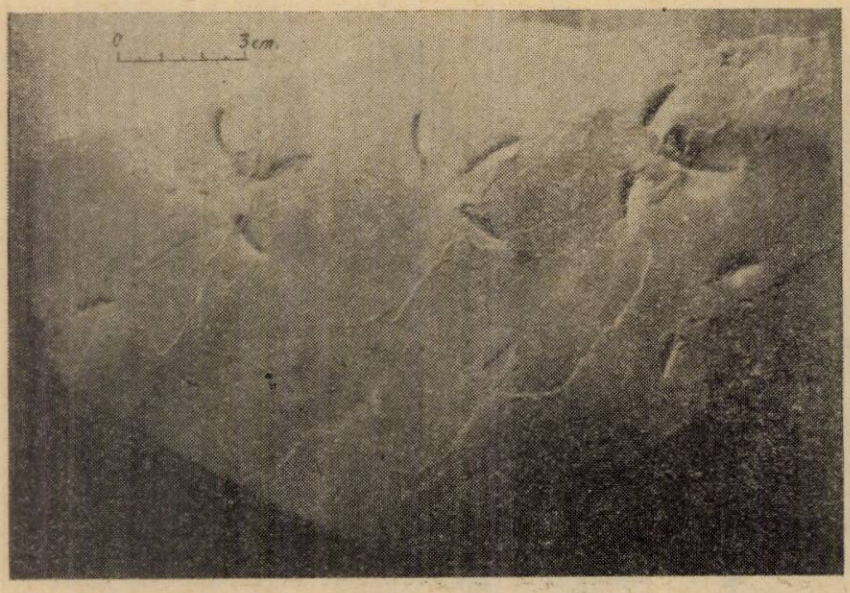


Fig. 29. — *Charadriipeda disjuncta* n. gen., n. sp. (urme de *Charadriidae*). Orizontul cenuşiu, Rîpa Porcului.

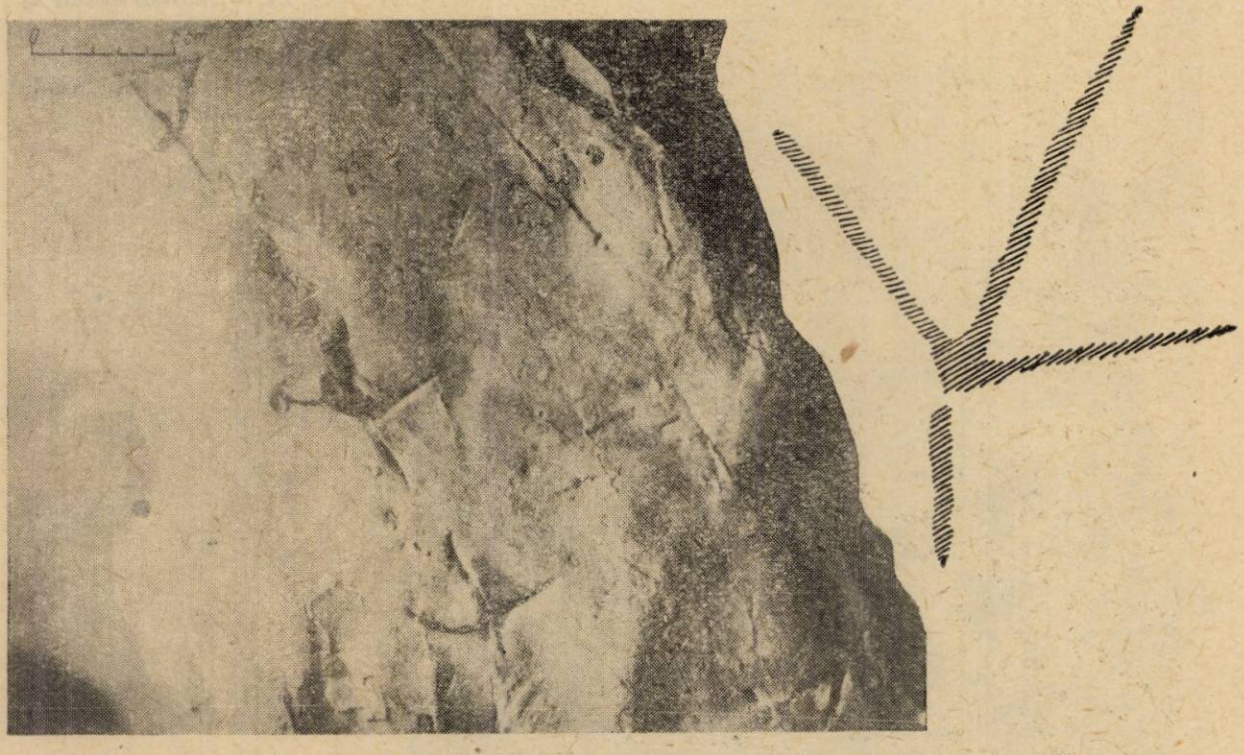


Fig. 30. — *Charadriipeda becassi* n. gen., n. sp. (urme de *Charadriidae*). Orizontul roşu, Rîpa Porcului.

PLANȘA X

Fig. 31. — Placă cu cîteva urme de pași de păsări (*Anatipeda anas*).

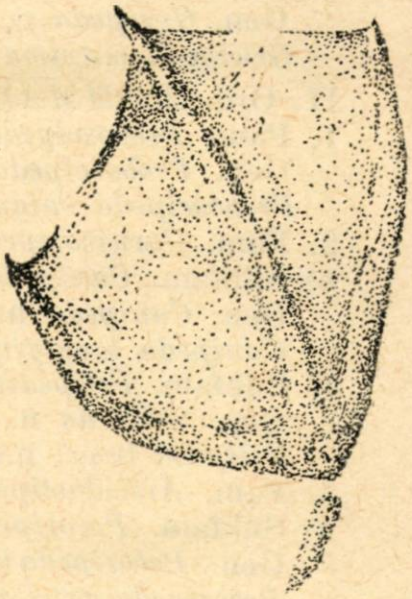


Fig. 32. — *Anatipeda anas* n. gen., n. sp. (urme de *Anatida*). Orizontul cenușiu, Rîpa Porcului (mărime naturală).

CONCLUZII

Din analiza materialului colectat în anul 1961, am încercat să elaborăm, ghidîndu-ne după schema lui O. S. V i a l o v, o clasificare a urmelor cunoscute pînă în prezent din miocenul Subcarpaţilor romîneşti.

Dăm mai jos lista urmelor găsite în Vrancea în apropierea confluenţei Putnei cu Zăbala.

I. Ord. *AVIPEDIA* Vialov, 1961
1. Fam. *Ardeipedae* n. fam.
Gen. *Ardeipeda* n. gen.
Ardeipeda egretta n. sp. — orizontul cenuşiu, vindobonian.
Ardeipeda gigantea n. sp. — orizontul cenuşiu, vindobonian.
Ardeipeda incerta n. sp. — orizontul cenuşiu, vindobonian.
2. Fam. *Anatipedae* n. fam.
Gen. *Anatipeda* n. gen.
Anatipeda anas n. sp. — orizontul cenuşiu, vindobonian.
3. Fam. *Charadriipedae* n. fam.
Gen. *Charadriipeda* n. gen.
Charadriipeda recurvirostrioidea n. sp. — orizontul cenuşiu, vin dobonian.
Charadriipeda minima n. sp. — orizontul cenuşiu, vindobinian.
Charadriipeda disjuncta n. sp. — orizontul cenuşiu, vindobonian.
Charadriipeda becassi n. sp. — orizontul roşu, vindobonian.
4. Fam. *Gruipedae* n. fam.
Gen. *Gruipeda* n. gen.
Gruipeda maxima n. sp. — orizontul cenuşiu, vindobonian.

II. Ord. *MAMMALIPEDIA* Vialov, 1961
1. Fam. *Proboscipedae* n.fam.
Gen. *Proboscipeda* n.gen.
Proboscipeda enigmatica n.sp. — orizontul roşu, vindobonian.
2. Fam. *Carnivoripedae* Vialov, 1961
a) Subfam. *Canipedinae* n. subfam.
Gen. *Canipeda* n.gen.
Canipeda longigriffa n.sp. — orizontul roşu, vindobonian.
b) Subfam. *Felipedinae* n. subfam.
Gen. *Felipeda* n. gen.
Felipeda lynxi n.sp. — orizontul roşu, vindobonian.
3. Fam. *Artiodactipedae* Vialov, 1961
a) Subfam. *Pecoripedinae* n. subfam.
Gen. *Pecoripeda* (= *Pecorapeda* Vialov, 1961)
Pecoripeda gazella Vialov, 1961 — orizontul cenuşiu vindobonian.
Pecoripeda amalphea Vialov, 1961 — orizontul roşu, vindobonian.

Aceste numeroase urme se găsesc la partea superioară a orizontului roşu şi la partea inferioară a orizontului cenuşiu, într-un pachet cu o grosime de aproximativ 50—100 m.

Se pune problema care au fost condițiile care au favorizat imprimarea și păstrarea urmelor în tot timpul corespunzător depunerii acestui pachet de roci. Lucrarea de față nu are ca scop studiul special al acestei probleme.

Caracterul urmelor arată că ele s-au imprimat sub un strat mic de apă, sau chiar într-un moment de exondare, pe un material foarte umed și moale. Stratul de apă ce se afla deasupra sedimentului în momentul imprimării urmelor putea avea grosimi de ordinul centimetrilor sau al zecilor de centimetri (în cazuri excepționale 1—2 m).

Pentru păstrarea urmelor este necesară îndeplinirea anumitor condiții, care în momentul de față nu ne sînt clare.

Faptul că urmele se găsesc și în orizontul roșu și în cel cenușiu, precum și gradul și felul de conservare asemănător în cele două orizonturi, ne conduc la părerea că nu au existat diferențe prea mari paleogeografice în timpul depunerii rocilor celor două orizonturi.

НОВЫЕ СЛЕДЫ ПОЗВОНОЧНЫХ В МИОЦЕНЕ РУМЫНСКОГО ПРЕДКАРПАТЬЯ

РЕЗЮМЕ

Авторы дают описание целого ряда новых следов позвоночных, обнаруженных в миоцене Румынского Предкарпатья, в районе гор Вранчей, и предлагают схему по систематизации этих следов.

Авторы сравнивают следы ископаемых животных с современными и устанавливают самое близкое сходство, вплоть до современных родов и видов.

Предложенная для ископаемых следов номенклатура бинарная и латинская. Родовая номенклатура образуется, исходя от корня наименования высшей таксономической группы, к которой относятся современные животные, следы которых наиболее схожи с ископаемыми следами. К этому корню прибавляется суффикс — **ipeda**.

Для наименования „отряда" употребляется суффикс — **ipedia**, для обозначения семейства — суффикс **ipedae**, а для „подсемейства" — суффикс **ipedinae**.

Следы ископаемых животных обнаружены авторами в самой верхней части красного горизонта и в нижней части серого горизонта, то есть другими словами, в основании виндобона.

Дается описание следов **Proboscidea** (**Mastodontoidea** или **Deinotherioidea**), плотоядных — **Felidae** и **Canidae** и парнокопытных — **Artiodactyla** (**Pecora**).

Среди следов птиц дается описание отпечатков лап птиц типа **Ardeidae**, **Gruidae**, **Charadriidae**, **Anatidae**.

По характеру следов можно судить, что они отпечатались под тонким слоем воды (порядка нескольких см или нескольких десятков см) или даже в момент выступления осадка из-под воды, на очень влажном и мягком материале.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта расположения ихно логического района Вранча.

Рис. 2. — Точки нахождения ихно-ископаемых в зоне слияния рек Путны и Зэбалы, м-б 1: 50 000 (геологические данные заимствованы по геологической карте Геологического Комитета; м-ба 1: 100 000). *Легенда*: *1* — Соляная формация (брекчия); *2* — Красный горизонт; *3*—Серый горизонт (виндобон); *4* — Тортон; *5*—Сармат; *6* — Четвертичный период (террасы); *7* — Следы Proboscidea; *8* — Следы плотоядных; *9* — Следы парнокопытных; 10 — Следы птиц.

Рис. 3. — Следы африканских слонов (по П. Громие, 1887). *a* — правая передняя нога 44 × 37, 1/8 нат. вел.; *b* — передняя правая нога, 42 × 34, 1/8 нат. вел.; *c* — задняя правая нога, 45 × 29, 1/8 нат. вел.

Рис. 4. — След гипопотама (H. amphybius), передняя правая нога, 1/5 нат. вел. (по П. Громие, 1887).

Рис. 5. — След носорога (D. bicornis), передняя правая нога, 1/5 нат. вел. (по П. Громие, 1887).

Рис. 6. — Следы Canidae.

Рис. 7. — Следы Felidae.

Рис. 8. — След Ardea cinerea (по А. Н. Формозову, 1952).

Рис. 9. — Следы Gruidae (по А. Н. Формозову, 1952).

Рис. 10. — След Recurvirostra (по А. Н. Формозову, 1952), нат. вел.

Рис. 11. — Следы современных куликов (по А. Н. Формозову, 1952), нат. вел.

Рис. 12. — Следы современных бекасов (по А. Н. Формозову, 1952), нат. вел.

Таблица I

Рис. 13. — Слой с ископаемыми следами Probascidea. Красный горизонт, р. Бозул.

Рис. 14. — Proboscipeda enigmatica n. gen., n. sp. (след Proboscidea — Mastodontoidea или Deinotherioidea) 38×29. Красный горизонт, р. Бозулуй.

Таблица II

Рис. 15. — Felipeda lynxi n. gen., n. sp. (след Felidae). Красный горизонт р. Бозулуй.

Рис. 16. — Canipeda longigriffa n. gen., n. sp. (след Canidae), нат. вел. Красный горизонт, р. Бозул.

Таблица III

Рис. 17 и 18. — Pecoripeda gazella Vialov, 1961 (следы парнокопытных). Серый горизонт, р. Бозул.

Таблица IV

Рис. 19. — Pecoripeda gazella Vialov, 1961 (следы парнокопытных). Серый горизонт, овраг Рыпа Поркулуй.

Рис. 20. — Pecoripeda amalphea Vialov, 1961 (*a*) и P. gazella Vialov, 1961 (*b*). (следы парнокопытных). Красный горизонт, р. Бозул.

Таблица V

Рис. 21. — Ardeipeda egretta n. gen., n. sp. (следы птиц типа Ardeidae). Серый горизонт, овраг Рыпа Поркулуй.

Рис. 22. — Ardeipeda gigantea n. gen., n. sp. (следы птиц типа Ardeidae). Серый горизонт, овраг Рыпа Поркулуй.

Таблица VI

Рис. 23. — Образец со следами птичьих ног (Ardeipeda incerta).

Рис. 24. — Ardeipeda incerta n. gen., n. sp. (следы птиц типа Ardeidae?). Серый горизонт, р. Бозул.

Таблица VII

Рис. 25. — Gruipeda maxima n. gen., n. sp. (следы Gruidae). Серый горизонт, р. Бозул.

Рис. 26. — Charadriipeda recurvirostrioidea n. gen., n. sp. (следы Charadriidae). Серый горизонт, овраг Рыпа Поркулуй.

Таблица VIII

Рис. 27. — Charadriipeda recurvirostrioidea n. gen., n. sp. (следы Charadriidae). Серый горизонт, р. Бозул.

Рис. 28. — Charadriipeda minima n. gen., n. sp. (следы Charadriidae). Серый горизонт, овраг Рыпа Поркулуй.

Таблица IX

Рис. 29. — Charadriipeda disjuncta n. gen., n. sp. (следы Charadriidae). Серый горизонт, овраг Рыпа Поркулуй.

Рис. 30. — Charadriipeda becassi n. gen., n. sp. (следы Charadriidae). Красный горизонт, овраг Рыпа Поркулуй.

Таблица X

Рис. 31 — Образец со следами птичьих ног (Anatipeda anas).

Рис. 32. — Anatipeda anas n. gen., n. sp. (следы Anatidae), нат. вел. Серый горизонт, овраг Рыпа Поркулуй.

NOUVELLES EMPREINTES DE VERTÉBRÉS DANS LE MIOCÈNE DE LA ZONE SUBCARPATIQUE ROUMAINE

RÉSUMÉ

Les auteurs décrivent toute une série de nouvelles empreintes de vertébrés, trouvées dans le Miocène de la zone subcarpatique roumaine de la région de Vrancea, et proposent un schéma pour les systématiser.

Ils comparent les empreintes fossiles aux empreintes actuelles et établissent les similitudes les plus rapprochées, aboutissant jusqu'aux genres ou espèces actuels.

La nomenclature proposée pour les empreintes fossiles est binominale et latine. La nomenclature générique s'obtient en partant de la racine qui a servi à former la dénomination du groupe taxonomique supérieur auquel appartiennent les espèces actuelles avec lesquelles on a établi les similitudes les plus rapprochées, en y ajoutant le suffixe *-ipeda.*

Pour indiquer l'« ordre » les auteurs emploient le suffixe *-ipedia*, pour la « famille » *-ipedae* et pour la « sous-famille », *-ipedinae.*

Les empreintes fossiles ont été découvertes par les auteurs dans la partie terminale de l'horizon rouge et dans la partie inférieure de l'horizon sombre, à savoir à la base du Vindobonien.

Ils décrivent des empreintes de Proboscidiens (*Mastodontoidea* ou *Deinotherioidea*), de carnivores — *Felidae* et *Canidae* — et d'*Artiodactyla* (*Pecora*).

Parmi les traces des pas d'oiseaux, ils décrivent les empreintes de type *Ardeidae, Gruidae, Charadriidae, Anatidae.*

Le caractère des empreintes indique qu'elles se sont imprimées soit sous une mince couche d'eau (de l'ordre des centimètres ou des décimètres), soit sur un terrain exondé constitué par un matériel très humide et mou.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse de l'emplacement de la région ichno-fossilifère de Vrancea.

Fig. 2. — Points ichno-fossilifères au confluent de la Putna avec Zăbala, échelle 1 : 50 000 (données géologiques d'après la carte géologique à l'échelle 1 : 100 000 du Comité géologique).

Légende : *1*, Formation (brèche) du sel ; *2*, horizon rouge ; *3*, horizon sombre (Vindobonien) ; *4*, Tortonien ; *5*, Sarmatien ; *6*, Quaternaire (terrasses) ; *7*, empreintes de Proboscidiens ; *8*, empreintes de Carnivores ; *9*, empreintes d'Artiodactyles ; *10*, empreintes de pattes d'oiseaux.

Fig. 3. — Empreintes d'éléphants africains (d'après P. Gromier, 1887) *a*, antérieur droit 44 × 37, 1/8 de gr. nat. ; *b*, antérieur droit 42 × 34, 1/8 de gr. nat. ; *c*, postérieur droit 45 × 29, 1/8 de gr. nat.

Fig. 4. — Empreinte d'hippopotame (*H. amphybius*), antérieur droit 1/5 de gr. nat., (d'après P. Gromier, 1887).

Fig. 5. — Empreinte de rhinocéros (*D. bicornis*), antérieur droit 1/5 de. gr. nat., (d'après P. Gromier, 1887).

Fig. 6. — Empreinte de Canidés.

Fig. 7. — Empreinte de Félidés.

Fig. 8. — Empreinte d'*Ardea cinerea* (d'après A. N. Formosov, 1952).

Fig. 9. — Empreintes de *Gruidae* (d'après A. N. Formosov, 1952).

Fig. 10. — Empreinte de *Recurvirostra* (d'après A. N. Formosov, 1952) gr. nat.

Fig. 11. — Empreinte de courlis actuels (d'après A. N. Formosov, 1952) gr. nat.

Fig. 12. — Empreinte de bécassines actuelles (d'après A. N. Formosov, 1952) gr. nat.

Planche I

Fig. 13. — Couche à empreintes fossiles de Proboscidiens. Horizon rouge, ruisseau Bozul.

Fig. 14. — *Proboscipeda enigmatica* n. gen., n. sp. (empreinte de *Proboscidea—Mastodontoidea* ou *Deinotherioidea*), 38 × 29. Horizon rouge, ruisseau Bozul.

Planche II

Fig. 15. — *Felipeda lynxi* n. gen., n. sp. (empreinte de *Felidae*). Horizon rouge, ruisseau Bozul.

Fig. 16. — *Canipeda longigriffa* n. gen., n. sp. (empreinte de *Canidae*), gr. nat. Horizon rouge, ruisseau Bozul.

Planche III

Fig. 17 et 18. — *Pecoripeda gazella* Vialov, 1961 (empreintes d'Artiodactyles). Horizon sombre, ruisseau Bozul.

Planche IV

Fig. 19. — *Pecoripeda gazella* Vialov, 1961 (empreintes d'Artiodactyles). Horizon sombre, Rîpa Porcului.

Fig. 20. — *Pecoripeda amalphea* Vialov, 1961 (*a*) et *P. gazella* Vialov, 1961 (*b*) (empreintes d'Artiodactyles). Horizon rouge, ruisseau Bozul.

Planche V

Fig. 21. — *Ardeipeda egretta* n. gen., n. sp. (empreintes de pattes d'oiseaux du type *Ardeidae*). Horizon sombre, Rîpa Porcului.

Fig. 22. — *Ardeipeda gigantea* n. gen., n. sp. (empreintes de pattes d'oiseaux du type *Ardeidae*). Horizon sombre, Rîpa Porcului.

Planche VI

Fig. 23. — Plaque avec quelques empreintes de pattes d'oiseaux (*Ardeipeda incerta*).
Fig. 24. — *Ardeipeda incerta* n. gen., n. sp. (empreintes de pattes d'oiseaux du type *Ardeidae*?). Horizon sombre, ruisseau Bozul.

Planche VII

Fig. 25. — *Gruipeda maxima* n. gen.. n. sp. (empreinte de *Gruidae*). Horizon sombre, Rîpa Porcului.
Fig. 26. — *Charadriipeda recurvirostrioidea* n. gen., n. sp. (empreintes de *Charadriidae*). Horizon sombre, Rîpa Porcului.

Planche VIII

Fig. 27. — *Charadriipeda recurvirostrioidea* n. gen., n. sp. (empreintes de *Charadriidae*). Horizon sombre, ruisseau Bozul.
Fig. 28. — *Charadriipeda minima* n. gen., n. sp. (empreintes de *Charadriidae*). Horizon sombre, Rîpa Porcului.

Planche IX

Fig. 29. — *Charadriipeda disjuncta* n. gen., n. sp. (empreintes de *Charadriidae*). Horizon sombre, Rîpa Porcului.
Fig. 30. — *Charadriipeda becassi* n. gen., n. sp. (empreintes de *Charadriidae*). Horizon rouge, Rîpa Porcului.

Planche X

Fig. 31. — Plaque avec quelques empreintes de pattes d'oiseaux (*Anatipeda anas*).
Fig. 32. — *Anatipeda anas* n. gen., n. sp. (empreintes d'*Anatidae*), gr. nat. Horizon sombre, Rîpa Porcului.

BIBLIOGRAFIE

1. ABEL O., *Vorzeitliche Lebensspuren*, Fischer, Jena, 1935, 158—167.
2. BRĂM H., *Fährten von Wirbeltieren aus der subalpinen Molasse des Bergsturzgebietes von Goldau*, Eclogae Geol. Helv., 1955, **47**, (*2*), 406—307.
3. ФОРМОЗОВ А. Н., *Спутник следопыта*, МОИП, Москва, 1952.
4. GROMIER P., *La vie des animaux sauvages de l'Afrique*, Paris, 1887.
5. GROZESCU H. G., *Geologia regiunii subcarpatice din partea de nord a districtului Bacău*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **VIII**, 143.
6. ХИЖИЯКОВ А. В., *Новые следы позвоночных в нижнемиоценовых отложениях Предкарпатья*, Геол. сборн. Львовского Геол. общ., 1954, *1*, 177—179.
7. LAMBRECHT K., *Die fossilen Vögel Ungarns*, Aquila, 1912, **19**, 293—295.
8. LESSERTISSEUR J., *Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique*, Mém. Soc. Géol. France, N.S., 1955, **XXXIV**, *4*.
9. PANIN N., *Asupra unor urme organice şi mecanice din miocenul de la confluenţa Putnei cu Zăbala*, Stud. şi cercet. geol., 1961, **VI**, *1*, 63—73.
10. PAUCĂ M., *Empreintes de pas de Palmipèdes dans l'Helvétien carpatique du département de Putna*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1942, **V**, 85—87.
11. — *Depozitele miocene presarmaţiene din regiunea de curbură a Carpaţilor*, An. Com. geol., 1952, **XXIV**, 278—280.
12. PIVETEAU G., *Traité de Paléontologie*, Masson, Paris, 1955. **V**, *Oiseaux*; **VI**, *Mammifères*.
13. ROSETTI-BĂLĂNESCU C., *Urmele animalelor sălbatice*, Ed. ştiinţifică, Bucureşti, 1961.
14. SPECK J., *Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Fazies und Paläogeographie der oberen Meeresmolasse*, Eclogae Geol. Helv., 1945, **38**, (*1*), 411—416.
15. ВЯЛОВ О. С. и ФЛЕРОВ К. К., *Ископаемые следы позвоночных в третичных отложениях Предкарпатья*, Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, **XXVII**, *5*, 80—88.
16. — *Новые находки следов позвоночных животных в Добротовских слоях Предкарпатья*, Докл. Акад. Наук СССР, 1953, **XC**, *3*, 465—467.

17. Вялов О. С. и Флеров К. К., *Новые находки ископаемых следов позвоночных животных в миоцене Предкарпатья*, Бюлл. МОИП, отд. геол., 1954, **XXIX**, *2*, 103—104.
18. Вялов О. С., *Новый ископаемый след птицы в миоцене Предкарпатья*, Докл. Акад. Наук СССР, 1960, **135**, *5*, 1237—1239.
19. Voitești I. P., *Contributions à la connaissance des Artiodactyles en Roumanie*, Rev. Muz. Geol.-Min. Univ. Cluj, 1927, **II**, *1*, 27.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL STRATIGRAFIEI CUATERNARULUI DIN BAZINUL MIJLOCIU AL OLTULUI (BAZINUL BARAOLT)

DE

E. LITEANU, N. MIHĂILĂ și T. BANDRABUR

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 12 iunie 1962

INTRODUCERE

În cadrul studiului de față ne-am referit la aria depresionară care include o mare parte din bazinul mijlociu al Oltului, cunoscută în literatura geologică sub denumirea de Depresiunea Brașovului.

Din acest punct de vedere observăm că la alcătuirea geologică a Depresiunii Brașovului iau parte depozite pliocene și cuaternare depuse peste un fundament mezozoic. Extensiunea acestor depozite tinere în masivele muntoase, care formează rama depresiunii, are aspectul unei succesiuni de golfuri, denumite de la est la vest : Bazinul Tg.-Secuesc, Bazinul Sf. Gheorghe, Bazinul Bîrsei, Bazinul Vlădenilor și Bazinul Baraolt.

Din punct de vedere morfologic general în Depresiunea Brașovului pot fi separate două tipuri de reliefuri majore : piemontan și de șes aluvionar. Relieful piemontan este situat către rama depresiunii, unde este delimitat de un contact hipsometric tranșant.

Relieful de șes aluvionar este reprezentat prin luncile și terasele rîurilor aparținînd bazinului hidrografic al rîului Olt. Acest din urmă tip de relief are o extensiune foarte largă, fiind predominant în cadrul Depresiunii Brașovului. În cele ce urmează ne vom referi în special la studiul Bazinului Baraolt (fig. 4), din care s-au semnalat numeroase date paleontologice, ce ar putea să întemeieze o schemă a stratigrafiei cuaternarului, valabilă pentru întreaga Depresiune a Brașovului.

BAZINUL BARAOLT

Consideraţii geomorfologice

Bazinul Baraolt se prezintă sub forma unui culoar dezvoltat de o parte şi alta a Oltului, între localităţile Bod şi Vîrghiş. Acest bazin este delimitat la V de Munţii Perşani, la E de Munţii Baraoltului la N de Munţii Harghita, iar spre S ia contact cu Depresiunea Bîrsei. Pe porţiunea mijlocie, dintre Rotbav şi Căpeni, bazinul are o lăţime de 4—7 km, în timp ce la extremitatea nordică acesta se lărgeşte pînă la circa 10 km, prezentînd şi digitaţii spre Băţanii-Mari, Buduş şi Aita-Seacă. La S de Feldioara, Bazinul Baraolt are o lăţime ce depăşeşte 15 km, lărgindu-se treptat în această direcţie către Depresiunea Bîrsei şi golful Vlădenilor.

În cadrul Bazinului Baraolt se pot distinge aceleaşi tipuri de reliefuri majore, caracteristice întregei Depresiuni a Braşovului : piemontul şi şesul aluvionar.

Relieful piemontan este situat la periferia bazinului, între rama colinară şi şesul aluvionar, şi caracterizat, în afară de înclinarea spre zona axială a bazinului, printr-o pantă orientată de la N spre S, inversă sensului de curgere a Oltului. Morfologic, această pantă este pusă în evidenţă prin cote care descresc de la altitudinea de circa 600 m la N, pînă la altitudinea de 520 m la S.

Panta morfologică a piemontului, dirijată N—S, contrară profilului de pantă al Oltului, poate fi explicată prin faptul că, pe măsură ce se avansează spre N, se constată că şesul aluvionar se apropie treptat de rama colinară, ceea ce creează o ridicare, în acel sens, a zonei de contact dintre cele două reliefuri majore.

Relieful piemontan prezintă dezvoltarea cea mai mare în partea sudică a bazinului la N de linia Tinţari—Feldioara, unde atinge o lăţime de circa 12 km. Spre N, lăţimea zonei piemontane descreşte treptat pînă la circa 4 km.

Pe întreaga extensiune a Bazinului Baraolt contactul morfologic dintre şesul aluvionar şi piemont este marcat prin taluze abrupte, înalte de 20—30 m.

Potrivit cercetărilor mai vechi, zona piemontană a fost considerată ca reprezentînd o terasă a Oltului (19). În cercetările recente s-a exprimat părerea că această treaptă morfologică ar constitui de fapt un piemont (8), punct de vedere cu care sîntem de acord.

Într-adevăr, între rama bazinului şi limita cu şesul aluvionar, zona piemontană este caracterizată litologic printr-o mare variaţie granulometrică a depozitelor deluviale care au creat acest tip de relief ; către ramă predomină pietrişuri şi bolovănişuri, puţin rulate, cu grosimi mari, care trec lateral spre lunca Oltului la pietrişuri cu diametre din ce în ce mai reduse. La contactul cu şesul aluvionar, depozitele deluviale sînt subţiri, fiind constituite din nisipuri şi pietrişuri mărunte. Acest mod de prezentare a depozitelor menţionate infirmă existenţa unei terase.

Pe şesul aluvionar dintre Bod şi Sînpetru se constată prezenţa unui mare martor de eroziune, a cărei altitudine coincide cu aceea a piemontului

din stînga Oltului şi caracterizat printr-o pantă morfologică dirijată N — S, inversă direcţiei de curgere a rîului. Acest martor de eroziune pare să reprezinte extensiunea reliefului piemontan din stînga Oltului, din care a fost desprins prin acţiunea reţelei hidrografice (8).

Şesul aluvionar se extinde pe ambele părţi ale Oltului, încadrat de taluzele abrupte ale zonei piemontane. Panta şesului aluvionar este orientată de la S spre N conformă cu direcţia de curgere a Oltului, scăzînd de la cota de 490 m la Bod, pînă la cota de 464 m în dreptul comunei Căpeni. Pe suprafaţa şesului aluvionar se constată o serie de cursuri părăsite, belciuge şi zone de înmlăştinire.

La extremitatea nordică a Bazinului Baraolt, văile Vîrghiş, Kormoş şi Baraolt prezintă cîte un nivel de terasă joasă, de extensiune redusă.

O caracteristică importantă a şesului aluvionar din Bazinul Baraolt o constituie prezenţa unui orizont de pietrişuri şi bolovănişuri, cu grosimi variind între 5 şi 25 m. Acest orizont psefitic se întîlneşte în luncile, terasele şi interfluviile reţelei hidrografice, situate la interiorul zonei piemontane.

Din cercetările noastre a reieşit că la compoziţia petrografică a pietrişurilor participă şi material andezitic rulat. Întrucît acest material îşi are probabil originea în Munţii Harghita, considerăm că sîntem îndreptăţiţi să presupunem că el a fost transportat de către rîul Olt. Menţionăm că pietrişurile andezitice au fost întîlnite în toate forajele executate pînă la V de comuna Hălchiu, pe interfluviul Vulcăniţa—Homorod, ceea ce ar putea să constituie un argument în sensul că rîul Olt a divagat pe întreaga zonă a şesului aluvionar din Bazinul Baraolt.

Succesiunile litologice din Bazinul Baraolt şi conţinutul lor paleontologic

Majoritatea cercetătorilor, începînd cu Fr. Herbich şi M. Neumayr (6), care au studiat litologia şi stratigrafia Depresiunii Braşovului au constatat prezenţa a trei complexe litologice : unul inferior — cărbunos, altul mediu — marnos, iar cel superior — psamo-psefitic.

E. Jekelius (11), bazat pe lucrările de explorare ale zăcămîntului de lignit de la Căpeni—Baraolt, precum şi pe forajul pentru alimentare cu apă executat la fabrica de zahăr Bod (10), de asemenea a separat în cadrul Bazinului Baraolt trei orizonturi litologice :

— un orizont inferior, reprezentat prin depozite de mlaştină şi turbărie, în care sînt cuprinse majoritatea stratelor de lignit ;

— un orizont mediu, constituit predominant din marne cu *Limnocardium fuchsi* şi ostracode, uneori la bază cu intercalaţii de lignit ; acest orizont trece către ramă la depozite care îmbracă faciesuri variate (bancuri de nisipuri, argile nisipoase, calcare lacustre etc.) ;

— orizontului superior îi corespund nisipurile şi pietrişurile, întîlnite în forajul executat la fabrica de zahăr Bod, precum şi cele de pe rama bazinului.

Viorica Popovici (20), bazată pe datele reieşite din forajele de explorare, executate în partea de N a Bazinului Baraolt, a deosebit următoarele orizonturi :

— la bază un orizont marnos-nisipos, gros de 50—150 m, în care sînt intercalate cinci strate importante de lignit din regiune;

— urmează un complex de marne, gros de 120—150 m, cu numeroase intercalaţii de tufuri andezitice;

— în continuare urmează un pachet de marne şi argile nisipoase, cu intercalaţii de nisipuri şi tufuri andezitice;

— succesiunea litologică se încheie cu un pachet de nisipuri şi pietrişuri, gros de 30—70 m.

Din cercetările întreprinse de noi, pe baza forajelor de explorare şi prospecţiune, executate în ultimii ani de Comitetul geologic, am ajuns la concluzia că în zona Căpeni—Vîrghiş—Baraolt pot fi separate numai două complexe litologice de adîncime, unul inferior cărbunos, iar celălalt marnos.

Cercetările noastre de teren, întemeiate şi pe foraje de mică adîncime, ne îndreptăţesc să afirmăm că în zona meridională a Bazinului Baraolt, pot fi separate încă două complexe litologice mai tinere, cel inferior predominant nisipos-argilos, iar cel superior psefito-psamitic.

La alcătuirea întregului relief de şes aluvionar al bazinului Baraolt, incluzînd atît partea nordică, cît şi cea meridională a acestei regiuni, intervine o pătură superficială de depozite precumpănitor psefitice, constituind orizontul cel mai tînăr din regiune, depus de reţeaua hidrografică subactuală.

COMPLEXUL CĂRBUNOS

La alcătuirea litologică a complexului cărbunos din partea de N a Bazinului Baraolt ia parte o succesiune de marne, argile şi nisipuri în care sînt incluse toate stratele de lignit din regiune.

Intercalaţiile de lignit au fost grupate în 4 orizonturi importante, care constituie repere litologice clare.

În zona de maximă afundare a părţii de N a bazinului, fundamentul cretacic este acoperit cu un pachet de marne şi argile cu o grosime ce variază între 1 şi 21 m, care suportă orizontul I de lignit. Acest orizont are o grosime de 5—10 m, fiind constituit dintr-o serie de bancuri de cărbune cu grosimi de 0,06—2 m, separate prin intercalaţii de argile cărbunoase, uneori slab nisipoase.

Peste orizontul I de lignit urmează un pachet de marne nisipoase, cu intercalaţii lenticulare de nisipuri fine, gros de 13—40 m, peste care repauzează, în unele puncte, un strat subţire de cărbune, care a fost denumit orizontul II de lignit.

În continuare s-a pus în evidenţă o alternanţă de marne nisipoase şi nisipuri, groasă de 12—50 m, care suportă orizontul III de lignit, reprezentînd principalul strat exploatabil din regiune.

Orizontul III are o extensiune mult mai largă decît cele inferioare, iar către rama bazinului, unde fundamentul se ridică, acesta ia contact nemijlocit cu depozitele cretacice.

Orizontul III este alcătuit din 1—16 bancuri de cărbune, a căror grosime variază între 0,03 şi 3,35 m, separate între ele prin intercalaţii subţiri de argile cărbunoase.

Deasupra orizontului III, urmează un pachet de marne cenușii compacte, groase de 1—30 m, care suportă un strat continuu de nisipuri, gros de 5—50 m, la alcătuirea cărora participă piroclastite andezitice.

În unele puncte, peste nisipurile menționate s-au întîlnit 1—2 strate subțiri de cărbune, în general sub 1 m grosime, cu caracter discontinuu, care au fost repartizate orizontului IV de lignit.

Pe rama bazinului, cercetările noastre au confirmat datele stabilite de E. Jekelius (11) cu privire la aflorimentele de cărbune din zona studiată. Aceste aflorimente, după părerea noastră, aparțin orizontului III. Ne sprijinim acest punct de vedere pe considerentul că orizontul III de lignit se extinde larg către rama bazinului, în timp ce orizonturile I, II și IV sînt limitate la aria de maximă afundare a acestuia.

Privitor la conținutul paleontologic al complexului cărbunos menționăm în prealabil că E. Jekelius (11) a identificat la baza complexului cărbunos o faună de moluște fosile fără valoare stratigrafică, caracteristică unui facies de mlaștină sau bălți puțin adînci.

Un interes cu totul special îl prezintă fauna de mamifere fosile identificate de numeroși cercetători în diverse puncte unde s-au executat lucrări pentru explorarea sau exploatarea complexului cărbunos. În continuare, prezentăm tabelul nr. 1 conținînd inventarul faunei de mamifere recoltate din complexul cărbunos, aparținînd Bazinului Baraolt și unora din bazinele învecinate.

Tabelul nr. 1

Fauna de mamifere fosile din complexul cărbunos

Denumirea faunei	Localitatea	Autorul
Equus primigenius V. Mey.	Căpeni	A. Koch (12)
Cervus capreolus L.	,,	A. Koch (12)
Parailurus anglicus Boyd Dawkins	,,	M. Schlosser (24)
Ursus böckhi Schlosser	,,	M. Schlosser (24)
Machairodus sp.	,,	Th. Kormos (13)
Canis sp.	,,	Th. Kormos (13)
Tapirus hungaricus V. Mey.	,,	Th. Kormos (13)
Sus sp.	,,	Th. Kormos (13)
Macacus sp.?	,,	Th. Kormos (13)
Axis sp.	,,	Th. Kormos (13)
Capreolus sp.	,,	Th. Kormos (13)
Steneofiber sp.	,,	Th. Kormos (13)
Dicerorhinus etruscus Falc.	,,	L. Rüger (22)
Zygolophodon borsoni Hays	,,	E. Jekelius (11)
Anancus arvernensis Croiz. et Job.	,,	E. Jekelius (11)
Anancus arvernensis Croiz. et Job.	Baraolt, Hăghig, Budus, Jarăș	G. Schlesinger (23)
Anancus arvernensis Croiz. et Job.	Ilieni	Fr. Toula (26)
Tapirus cf. *telleri* Hoffm.	,,	Fr. Toula (26)
Rhinoceros sp. *Aceratherium*? comparabil cu *A. incisivum*	,,	Fr. Toula (26)
Cervus cf. *etiorianum* Croiz. et Job.	,,	Fr. Toula (26)
Gazella sp.	,,	Fr. Toula (26)
Palaeomerix cf. *Mayeri* Hoffm.	,,	Fr. Toula (26)
Steneofiber cf. *jägeri* Kaup.	,,	Fr. Toula (26)

Din datele prezentate de cercetătorii citaţi în acest tabel reiese că majoritatea faunei fosile a fost colectată din orizontul III de cărbune — din lignit — sau din culcuşul acestuia.

Pentru punctele de pe rama bazinului, în care mamiferele fosile s-au întîlnit în stratele de cărbune, presupunem că acestea, potrivit precizărilor noastre anterioare, provin de asemenea din orizontul III de lignit.

Cît priveşte speciile : *Dicerorhinus etruscus* şi *Cervus capreolus*, a căror prezenţă a fost semnalată la Căpeni, autorii respectivi nu au indicat orizontul din care au fost recoltate, nefiind astfel exclusă posibilitatea ca speciile menţionate să aparţină eventual unor depozite superioare complexului cărbunos.

COMPLEXUL MARNOS

Între limitele şesului aluvionar , care constituie zona axială a Bazinului Baraolt, s-au sedimentat, peste complexul cărbunos, depozite fine care îmbracă un facies de adîncime (11) şi care sînt alcătuite din marne, argile, argile nisipoase, între acestea intercalîndu-se strate subţiri de tufuri andezitice. Aceste depozite fine au o grosime de 100—300 m şi reprezintă succesiunea litologică denumită de noi complexul marnos.

Ca o caracteristică a complexului marnos semnalăm faptul că datele analitice au pus în evidenţă reducerea treptată a CO_3Ca de la partea inferioară către cea superioară, unde încep să fie întîlnite mai frecvent argile şi argile nisipoase.

În zona de NE a Bazinului Baraolt, forajele au pus în evidenţă, în complexul marnos, intercalaţii frecvente de piroclastite andezitice. Astfel, în forajul de la Brăduţ s-a întîlnit, între adîncimile de 184 şi 254 m, un pachet constituit exclusiv din aglomerate andezitice. Reamintim că în această zonă complexul marnos este larg acoperit de extensiunea dinspre Harghita a acumulărilor groase de aglomerate andezitice (11).

În cea mai mare parte a şesului aluvionar din zona nordică a Bazinului Baraolt s-au efectuat numeroase foraje manuale, pînă în jurul adîncimii de 80 m. Aceste foraje au fost executate, începînd de la N de Rotbav, în dreptul localităţilor : Măieruş, Apaţa, Augustin, Ormeniş, Baraolt, Căpeni, Tălişoara, Doboşeni, Racoş şi au fost amplasate în zonele de luncă ale reţelei hidrografice. Toate aceste foraje, după ce au străbătut un depozit psefitic, gros de 5—7 m, reprezentînd acumulările aluvionare ale luncilor, au întîlnit fără excepţie argilele şi marnele complexului marnos, din care s-au recoltat numeroase exemplare de *Limnocardium fuchsi*.

Menţionăm că E. Jekelius (11) consideră specia *Limnocardium fuchsi*, ca fiind caracteristică pentru întregul complex marnos din Bazinul Baraolt.

Din punct de vedere micropaleontologic observăm că nivelele inferioare aparţinînd complexului marnos sînt în general sterile, iar către partea superioară, se constată o bogată microfaună reprezentată în special prin ostracode.

Pe baza determinărilor executate de colectivul condus de M. T o c o r j e s c u, citãm în tabelul nr. 2 fauna de ostracode identificată din complexul marnos, între adîncimile de 24 şi 80 m, în punctele Măieruş, Apaţa, Ormeniş şi Augustin.

După datele prezentate de E. J e k e l i u s (11), confirmate şi prin cercetările noastre, complexul marnos din zona depresionară a bazinului trece lateral spre ramă, la nisipuri, nisipuri argiloase şi argile, reprezentînd faciesul litoral al acestuia şi în care se intercalează tufuri andezitice, diatomite şi calcare lacustre. La contactul morfologic dintre relieful de şes aluvionar şi relieful de piemont se constată o repetată întrepătrundere între cele două faciesuri amintite. De asemenea, menţionăm faptul că depozitele dinspre rama bazinului repauzează, în multe puncte (Jarăş şi Hăghig), pe orizontul III de cărbune, iar înspre N prezintă treceri laterale către aglomerate andezitice.

Tabelul nr. 2

Microfauna identificată din complexul marnos

Localitatea şi adîncimea (m) / Microfauna	Măieruş 24—80	Apaţa 24—80	Ormeniş 24—80	Augustin 24—80
Cythere C	+	+		
Cythere C_1	+			+
Cythere C_2	+			
Cytheridea sp.			+	
Ostracoda P	+	+		
Ostracoda P_1	+	+		
Ostracoda P_{10}			+	
Ostracoda P_{13}		+	+	+
Ostracoda P_{13} B_1		+	+	
Ostracoda P_{30}	+	+		+
Ostracoda P_{37}	+	+		
Ostracoda P_{37a}	+	+		
Ostracoda P_{39}	+	+	+	
Ostracoda P_{39i}	+	+	+	
Ostracoda P_{40}	+			
Candona lactea Bayrd	+		+	
Amplocypris sp.	+			
Paracypria labiata Zol.	+		+	
Paracypris balcanica Zol.			+	+
Paracypris acuminata Zol.			+	+
Paracypris sp.		+	+	
Ostracoda sp.		+	+	+
Pseudocandona sp.?			+	
Leptocythere sp.	+			+
Paracypria 13	+	+		
Paracypria 13 B	+			
Paracypria 13 B_1	+	+	+	
Paracypria 30	+			
Pontocypris cf. *redunca* Méhes		+		
Pontocypris extensa Zol.		+	+	
Pontocypris extensa A.			+	+

Depozitele de pe rama bazinului, echivalente complexului marnos înspre N, sînt acoperite de puternice aglomerate andezitice provenite din eruptivul Harghitei (11).

Din punct de vedere paleontologic, menţionăm că în depozitele din zona de piemont, care reprezintă extensiunea complexului marnos, E. Jekelius (11) a descris o bogată faună de moluşte fosile, asupra căreia vom reveni mai departe.

Cercetările noastre de teren ne-au permis să descoperim pentru prima dată în regiune în nisipurile faciesului litoral al complexului marnos, numeroase resturi de mamifere fosile, asociate cu unele din moluştele fosile descrise de E. Jekelius din acest orizont.

Astfel pe partea dreaptă a Oltului, la Jarăş, din actuala carieră de nisip am recoltat, trei molari şi ambele maxilare aparţinînd speciei *Dicerorhinus etruscus* Falc., precum şi o defensă de *Mastodon arvernensis* Croiz. et Job. În asociaţie cu fauna menţionată, am recoltat din nisipuri următoarele moluşte fosile: *Theodoxus semiplicatus* Neum., *Bulimus labiatus* Neum., *Dreissena polymorpha* Pall. şi *Pyrgula eugeniae* Neum.

Spre SE de localitatea Jarăş, în vechea carieră de nisip, am recoltat de asemenea doi molari de *Dicerorhinus etruscus* Falc., în asociaţie cu rare exemplare de *Dreissena polymorpha* Pall.

Pe partea stîngă a Oltului pe pîrîul Hotarului, afluent al Oltului, la N de Măieruş, din nisipuri conţinînd *Limnocardium barzaviae* Jek. şi *Pyrgula elegans* Jek. am recoltat molari de *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Equus stenonis* Cocchi şi *Euctenoceros* sp.

La S de Măieruş, pe valea Naspic, din nisipuri cu *Hydrobia syrmica* Neum., *Pyrgula eugeniae* Neum. şi *Dreissena polymorpha* Pall. am colectat un molar de *Archidiskodon meridionalis* Nesti şi un molar de *Mastodon* sp.[1])

Considerăm că este important să subliniem faptul că în partea de S a Bazinului Baraolt, începînd dintr-o zonă situată înspre miazăzi de paralela Măieruş, complexul marnos, dintre limitele şesului aluvionar, începe să se afunde treptat în această direcţie. Spre deosebire de zona nordică a bazinului unde, după cum am arătat mai înainte, aluviunile luncilor se găsesc depuse nemijlocit peste complexul marnos, în zona sudică, aceste aluviuni sînt suportate de depozite mai tinere, complexul marnos fiind întîlnit la adîncimi din ce în ce mai mari.

Din datele forajului executat la fabrica de zahăr Bod (10), reiese că aluviunile psefitice ale luncii au o grosime de 22,10 m, fiind depuse peste un pachet de nisipuri argiloase vinete, gros de 155 m şi abia de la adîncimea de 177 m a fost întîlnit complexul marnos.

COMPLEXUL NISIPOS-ARGILOS

Începînd de la S de localitatea Măieruş, relieful piemontan capătă o extensiune din ce în ce mai mare în această direcţie, punînd în evidenţă lărgirea treptată a bazinului.

[1]) Fauna recoltată de noi din complexul marnos a fost determinată de C. Rădulescu şi P. Samson, determinare care a fost revizuită de L. I. Alekseeva de la Institutu de geologie al Academiei de Ştiinţe din Moscova.

În dreptul contactului morfologic dintre șesul aluvionar și zona de piemont constatăm că la alcătuirea litologică a părții meridionale a bazinului intervin, sub un strat subțire de depozite deluviale, pachete groase de nisipuri și nisipuri argiloase, alternînd cu strate subțiri de argile, depuse peste complexul marnos. Acest complex nisipos-argilos este bine deschis în dreptul comunei Rotbav, precum și în taluzele pintenului de piemont, pe care este așezată comuna Feldioara.

Depozitele care iau parte la alcătuirea reliefului piemontan au fost cercetate printr-un foraj amplasat în incinta fabricii de cărămidă, pe o adîncime de 110 m, din care 85 m au fost străbătuți sub nivelul șesului aluvionar.

Din datele de foraj am stabilit că succesiunea litologică din această parte a reliefului piemontan începe printr-un strat, de circa 2 m grosime, constituit din pietrișuri mărunte, puțin rulate și uneori colțuroase, sub care urmează bancuri de nisipuri și nisipuri argiloase, cu grosimi cuprinse între 5 și 10 m, între care se intercalează strate de argile, groase de 1—3 m. Pe intervalul cercetat s-au semnalat cîteva lentile subțiri de pietrișuri mărunte, în general sub 1 m grosime.

Depozitele aparținînd complexului marnos n-au fost întîlnite, acestea fiind situate aici, probabil, la adîncimi mai mari de 110 m.

În considerațiile morfologice expuse mai înainte ne-am exprimat părerea că martorul de eroziune de la S de localitatea Bod ar reprezenta în realitate extensiunea reliefului piemontan din zona Tințari—Feldioara—Rotbav. Această ipoteză a fost confirmată de rezultatele unui foraj, amplasat în partea centrală a martorului de eroziune menționat și unde, pînă la adîncimea de 75 m, s-a întîlnit o succesiune litologică identică cu cea descrisă din forajul executat în incinta fabricii de cărămidă Rotbav.

Apartenența martorului de eroziune la relieful piemontan se întemeiază și pe alte argumente, reieșite de asemenea din date de foraj. Într-adevăr, pe șesul aluvionar — cuprins între relieful piemontan și martorul de eroziune Bod, care include zonele Feldioara sud, Hălchiu vest, Hălchiu est și Bod vest — s-au executat foraje pînă la adîncimea de circa 70 m care, după ce au străbătut un strat de pietrișuri și bolovănișuri, aparținînd acumulărilor rețelei hidrografice subactuale, au întîlnit un pachet de pietrișuri și nisipuri, de grosimi variabile, depus peste complexul nisipos-argilos mai înainte descris. În acest mod s-a făcut dovada extensiunii litologice a complexului nisipos-argilos din zona piemontană, pînă cel puțin în dreptul martorului de eroziune de la Bod. Din cele expuse reiese că complexul nisipos-argilos, dintre zona piemontană și martorul de eroziune de la Bod, se află îngropat sub depozite mai tinere, depuse ulterior eroziunii porțiunii care unea aceste două unități morfologice.

În ceea ce privește conținutul paleontologic al complexului nisipos-argilos, menționăm că, din forajele executate la fabrica de cărămidă Rotbav și pe martorul de eroziune de la Bod, am recoltat moluște fosile, reprezentînd o asociație de forme lacustre și terestre, dintre care citățm :

Valvata šulekiana Brus.
Valvata simplex Fuchs
Valvata cobălcescui Brus.

Lithoglyphus acutus decipiens Brus.
Lithoglyphus amplus Brus.
Planorbarius sulekianus Brus.
Oxychilus cellarium Müll.
Helicopsis cereoflava praecursor Wenz
Clausilia sp.

În dreptul comunei Feldioara, la partea superioară a complexului, am întîlnit în nisipuri intercalaţii lumaşelice de *Unio* sp. cu cochilia groasă, extrem de friabilă.

În asociaţie cu fauna citată, colectivul micropaleontologic al Întreprinderii de prospecţiuni, condus de M. Tocorjescu, a identificat numeroase ostracode care au fost menţionate în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 3

Microfauna identificată în complexul nisipos-argilos

Microfauna \ Localitatea	Feldioara S	Rotbav	Podul Bîrsei	Bod	Hălchiu V
Candona lactea Bayrd	+	+	+	+	+
Candona X			+		
Candona Y		+			
Candona sp.		+			
Pseudocandona sp.		+			
Ostracoda 20 a	+	+	+	+	
Ostracoda sp.		+		+	
Illyocypris gibba (Ramodohv)	+				
Illyocypris bradyi Sars (fragmente)	+	+			
Xestoleberis B	+	+	+	+	
Xestoleberis A	+				
Xestoleberis sp.		+	+	+	
Cytheridea sp.	+				

Din aflorimentele complexului nisipos-argilos de la Feldioara şi Rotbav am recoltat o bogată faună de mamifere fosile, dintre care citäm :

Alces latifrons Johnson
Cervus sp.
Bison schoetensacki Pavl.
Hesperoloxodon cf. *antiquus* Falc.
Elephas sp.
Equus sp. [1])

COMPLEXUL PSEFITO-PSAMITIC

Complexul nisipos-argilos suportă, atît în cuprinsul şesului aluvionar cît şi în cadrul reliefului piemontan, un depozit constituit din pietrişuri cu nisipuri, de granulometrii în general foarte variate, pe care l-am denumit complexul psefito-psamitic.

[1]) Fauna recoltată de noi din complexul nisipos-argilos a fost determinată de asemenea de P. Samson şi C. Rădulescu, determinare care a fost revizuită de L. I. Alekseeva de la Institutul de geologie al Academiei de Ştiinţe din Moscova.

Deoarece pietrișurile și nisipurile din zona șesului aluvial aparțin unui alt tip genetic decît cele din relieful piemontan, vom descrie aceste complexe litologice în mod separat.

În cadrul șesului aluvionar, forajele executate, începînd de la S de localitatea Măieruș, au pus în evidență faptul că, sub pietrișurile și bolovănișurile depuse de rețeaua hidrografică subactuală, se întîlnește un pachet de pietrișuri cu nisipuri, cu intercalații subțiri de 1—3 m de nisipuri argiloase și argile nisipoase.

La compoziția petrografică a pietrișurilor participă: gresii fine silicioase, cuarțite, gnaise biotitice, paragnaise, granite, micașisturi, jaspuri, calcare, diatomite, materiale aparținînd formațiunilor ramei bazinului și reliefului piemontan.

De asemenea s-au mai întîlnit frecvent andezite rulate, originare, probabil, din lanțul eruptiv al Harghitei.

Profilul de foraje executat pe direcția N—S, la Rotbav, Hăghig, Feldioara N, Feldioara S și punctul denumit Podul Bîrsei, de pe șoseaua națională Brașov—Sighișoara, au pus în evidență faptul că complexul psefito-psamitic se îngroașă treptat de la N spre S; astfel la Hăghig, patul complexului psefito-psamitic se găsește la adîncimea de 25 m, la Feldioara la 31 m, iar în punctul Podul Bîrsei, la adîncimea de 40 m, sub care, în toate aceste puncte, a fost identificat complexul nisipos-argilos.

Profilul de foraje executat după direcția E—V, în punctele Podul Bîrsei, Hălchiu și Satu-Nou, arată o puternică afundare a complexului psefito-psamitic în această direcție. Într-adevăr, în punctul Podul Bîrsei, limita dintre complexul psefito-psamitic și complexul nisipos-argilos a fost stabilită la adîncimea de 40 m, în timp ce la Satu-Nou, la adîncimea de 82 m, talpa forajului a rămas încă în complexul psefito-psamitic.

Din intercalațiile nisipoase-argiloase, am recoltat resturi de moluște fosile dintre care citățm:

Valvata piscinalis Müll.
Valvata simplex Fuchs
Gyraulus sp.
Planorbarius corneus L.
Oxychilus cellarium Müll.
Psilunio sp. (rulat)

Din studiul datelor de foraj a reieșit că între forajele situate la distanțe mici nu se pot stabili corelații între acumulările de pietrișuri și intercalațiile argiloase, fapt ce ne permite să presupunem că aceste depozite se prezintă sub o formă lenticulară, cu structură încrucișată, caracterizînd astfel tipul lor genetic aluvionar. Aceste depozite au fost depuse de o rețea hidrografică mai veche, reprezentînd, probabil, prima manifestare a unei activități fluviatile bine dezvoltate în această regiune, în prezent găsindu-se îngropate sub aluviunile subactuale aparținînd Oltului și afluenților lui.

Din faptul că complexul psefito-psamitic se afundă treptat de la E către V, deducem că zona vestică a bazinului a fost afectată de un proces de subsidență mai intens. Din această cauză, rețeaua hidrografică veche a fost atrasă în această direcție exercitînd o acțiune de eroziune

mai puternică asupra reliefului de piemont, ceea ce a avut drept consecinţă extensiunea reliefului de şes aluvionar pînă în dreptul liniei Feldioara — Satu-Nou.

Martorul de eroziune de la S de Bod, a cărui apartenenţă la relieful piemontan vestic a fost stabilită pe considerentele morfologice şi geologice mai înainte expuse, datorită amplasării sale către zona estică a bazinului, a fost mai puţin afectat de activitatea reţelei hidrografice vechi, în schimb întregul teritoriu intermediar a fost îndepărtat prin eroziune.

Încercînd să paralelizăm complexul psefito-psamitic din Bazinul Baraolt, cu alte complexe litologice din cuprinsul Depresiunii Braşovului, am reţinut în prealabil faptul că complexul psefito-psamitic aparţine tipului genetic de aluviuni fluviatile, depuse în cadrul unei intense activităţi de subsidenţă. Faţă de această observaţie, am presupus că complexul psefito-psamitic ar putea reprezenta depozitele unor vechi lunci ale reţelei hidrografice anterioare, îngropate sub aluviunile subactuale, şi al căror corespondent ar fi depozitele de terasă care şi-au păstrat particularităţile lor morfologice în zonele neafectate de subsidenţă.

Într-adevăr, dacă cercetăm Bazinul superior al Bîrsei constatăm că acesta prezintă două terase, care în avale îşi reduc treptat altitudinea lor relativă. În dreptul localităţii Rîşnov, terasa superioară începe să se confunde cu cea inferioară, iar în dreptul şoselei Vulcan—Codlea şi terasa inferioară se îneacă sub aluviunile subactuale.

O situaţie oarecum analogă se constată şi pe Olt, care în Bazinul Sf. Gheorghe prezintă o terasă bine dezvoltată. Pe partea stîngă a acestui rîu, terasa pierde destul de repede din altitudinea sa relativă, astfel încît la S de localitatea Coşeni ea se confundă cu şesul aluvionar. Pe partea dreaptă a Oltului, terasa respectivă urmărind îndeaproape rama bazinului nu a fost afectată de procese de subsidenţă, iar dispariţia acestora la intrarea în Bazinul Baraoltului, ca şi în cuprinsul acestuia, pare să fie provocată de activitatea de eroziune.

În consecinţă, ne exprimăm părerea că spre rama nordică a Depresiunii Braşovului, unde procesele de subsidenţă nu s-au manifestat, terasele şi-au păstrat caracterele lor morfologice, în timp ce către centrul bazinului, unde aceste procese au fost foarte active, depozitele de terasă s-au afundat treptat, generînd astfel complexul psefito-psamitic.

Din această cauză considerăm că atît depozitele de terasă cît şi cele ale complexului psefito-psamitic ar trebui să fie sincrone.

În urma cercetărilor întreprinse de noi, am reuşit să recoltăm din depozitele de terasă ale Oltului următoarele resturi de mamifere fosile:

— molari de *Mammontheus primigenius*[1]) Blumb., la Ghidfalău, Sf. Gheorghe, Simeria, Coşeni, Malnaş şi Dobolii-de-Jos:

— molari de *Coelodonta antiquitatis* Blumb., la Sf. Gheorghe şi Ghidfalău;

— craniu de *Bison priscus* Boj., la Sf. Gheorghe

[1]) Cu această ocazie mulţumim muzeografului Al. Kovaci de la muzeul din Sf. Gheorghe şi învăţătorului N. Croitoru din com. Rotbav (r. Sf. Gheorghe) pentru sprijinul acordat la recoltarea materialului paleontologic.

★

În cadrul reliefului piemontan, pătura de depozite superficiale este constituită din pietrişuri şi nisipuri, orizont care a fost atribuit de noi de asemenea complexului psefito-psamitic. Din deschiderile oferite de văile care fragmentează zona de piemont, am constatat că complexul psefito-psamitic se îngroaşă treptat dinspre limita cu şesul aluvionar spre rama bazinului, direcţie în care granulometria depozitelor devine din ce în ce mai grosieră ajungîndu-se ca, în zona de contact cu rama, acest complex să treacă la bolovani şi blocuri nerulate care pun în evidenţă originea lor deluvială.

Grosimea acestor depozite deluviale este variabilă în funcţie de condiţiile lor de acumulare, constatîndu-se la limita cu relieful de şes aluvial grosimi de 1—3 m, care, către ramă, ating 10—20 m.

Compoziţia petrografică a elementelor care participă la alcătuirea complexului psefito-psamitic reflectă în general caracterele litologice ale ramei bazinului. Astfel, pe relieful piemontan din stînga Oltului, întîlnim mai frecvent materiale provenite din dezagregarea conglomeratelor, în timp ce pe dreapta Oltului, depozitele deluviale sînt constituite predominant din gresii cretacice.

Din complexul psefito-psamitic de pe relieful piemontan am recoltat următoarele resturi de mamifere fosile :

Mammontheus primigenius Blumb., la Ariujd şi Baraolt;

Equus caballus L., la N de Crizbav.

COMPLEXUL PSEFITIC

Succesiunile litologice care participă la alcătuirea şesului aluvionar al Bazinului Baraolt se încheie cu un depozit constituit precumpănitor din pietrişuri şi bolovănişuri, reprezentînd acumulările reţelei hidrografice subactuale.

Complexul psefitic este acoperit de o manta de nisipuri fine şi nisipuri prăfoase, de origine aluvial-proluvială, cu grosimi care variază între 1 şi 6 m.

Compoziţia petrografică a complexului psefitic este prezentată, potrivit datelor de foraj, pe localităţi şi adîncimi, în tabelul nr. 4.

Din studiul profilelor de foraje executate în partea de S a Bazinului Baraolt a reieşit că grosimea complexului psefitic variază între 5 şi 25 m. Grosimile cele mai mici se întîlnesc către limita dintre şesul aluvionar şi relieful piemontan din stînga Oltului, unde acestea nu depăşesc, în general, 5 m (Satu-Nou). Spre E, acest complex se îngroaşă treptat, atingînd către limita estică a şesului aluvionar grosimi de peste 20 m (Bod — Hăghig).

Variaţia dirijată a grosimii complexului psefitic permite să se presupună că în epoca depunerii acestuia, procesul de subsidenţă, apărut într-o perioadă anterioară în zona sudică a bazinului, şi-a deplasat axa de intensitate maximă de la V la E. Este probabil că din această cauză întreaga reţea hidrografică subactuală a fost atrasă spre E, unde se menţine

Tabelul nr. 4

Compoziţia petrografică a complexului psefitic din Bazinul Baraolt

Compoziţia petrografică \ Localitatea şi adîncimea (m)	Hălchiu V 0,80—4,70	Feldioara S 3,10—5,70	Podul Bîrsei 1,20—14,70	Apaţa S 5,20—8,50	Ormeniş S 6,40—7,90	Ormeniş E 2,90—6,60	Augustin N 4,30—7,80
Cuarţite	+	+	+	+	+	+	+
Cuarţite sericitoase	+				+		
Cuarţ filonian			+				+
Gnaise		+	+				
Paragnaise	+	+	+		+		
Aplite		+					
Micaşisturi	+	+					
Şisturi cuarţitice silicioase		+					
Şisturi cu porfiroblaste de albit		+					
Şisturi cuarţitice cu biotit	+		+	+	+		
Şisturi cloritoase cu albit	+						
Şisturi cuarţitice cu clorit						+	
Granite	+						
Silexuri		+		+	+	+	
Gresii silicioase		+	+				+
Gresii calcaroase			+				
Gresii cu diaclaze de calcit				+	+	+	
Calcare		+	+	+			
Marno-calcare						+	
Conglomerate mărunte			+	+		+	
Andezit cenuşiu	+	+	+	+	+	+	+
Andezit bazaltic							+
Tufuri		+					
Diatomite			+				+
Jaspuri					+		

şi în perioada actuală, fapt ilustrat de rîul Olt, care curge în prezent la limita estică a şesului aluvionar.

Din dreptul localităţii Măieruş, spre N, grosimea complexului psefitic se menţine constantă, între 5 şi 7 m.

În ceea ce priveşte raporturile dintre complexul psefitic şi depozitele subiacente menţionăm că, în partea de S a bazinului, el se găseşte depus peste complexul psefito-psamitic, în partea centrală dintre Feldioara şi Măieruş S, peste complexul nisipos-argilos, iar începînd de la Măieruş, ia contact nemijlocit cu complexul marnos.

Raporturile menţionate ar putea constitui argumente în sensul că procesele de subsidenţă care au afectat Bazinul Baraolt şi-au încetat activitatea în zona nordică la sfîrşitul depunerii complexului marnos, în zona centrală la finele sedimentării complexului nisipos-argilos, iar în zona sudică, probabil că ele se manifestă şi în perioada actuală.

În ceea ce priveşte conţinutul paleontologic al complexului psefitic, menţionăm că dintr-o escavaţie făcută în dreptul şoselei Feldioara — Braşov, imediat la N de oraşul Braşov, am recoltat resturi de *Cervus elaphus* L.

★

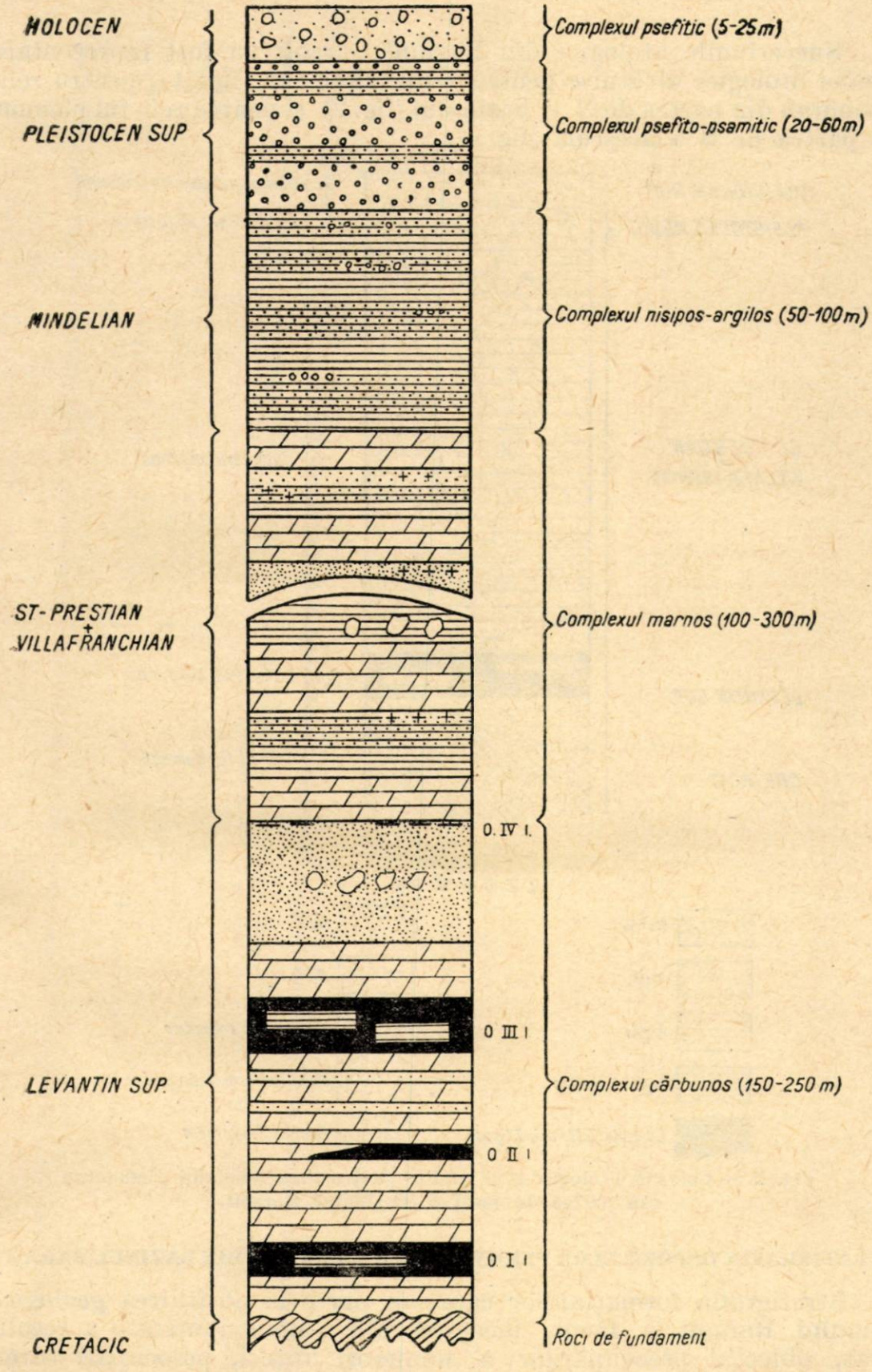
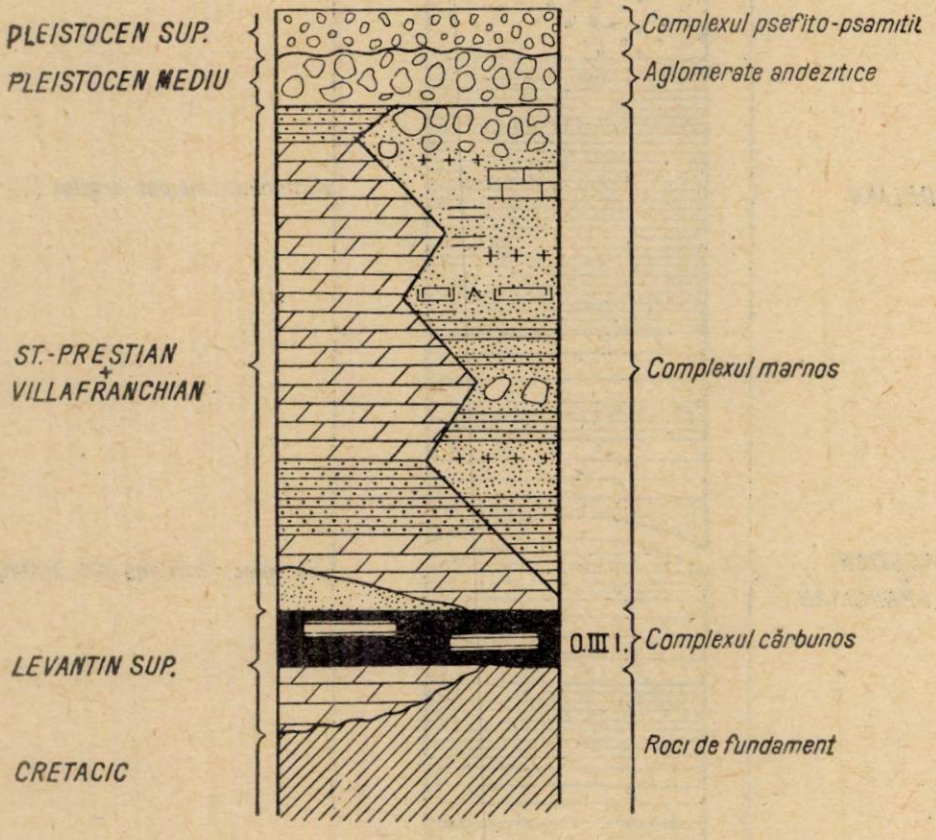


Fig. 1. — Coloană litologico-stratigrafică pentru zona de șes aluvionar din partea centrală a Bazinului Baraolt (aceeași legendă ca la fig. 2).

Succesiunile litologice din Bazinul Baraolt au fost reprezentate în coloane litologice alcătuite pentru şesul aluvionar (fig. 1), pentru relieful piemontan din partea de N a bazinului (fig. 2) şi pentru relieful piemontan din partea de S a acestuia (fig. 3).



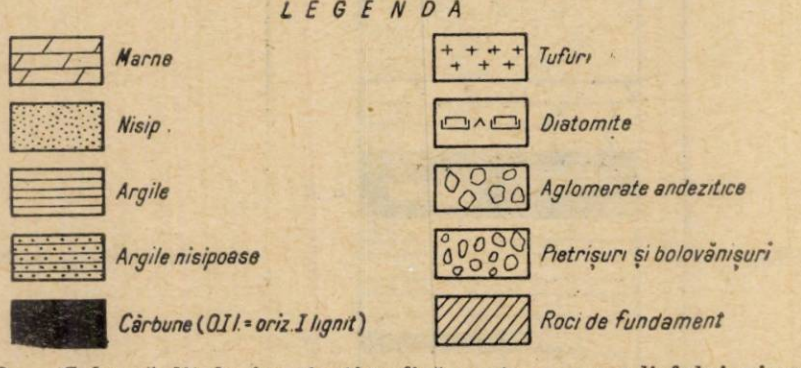


Fig. 2. — Coloană litologico-stratigrafică pentru zona reliefului piemontan din partea de nord a Bazinului Baraolt.

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR PLIOCENE ŞI CUATERNARE DIN BAZINUL BARAOLT

Stratigrafia formaţiunilor care iau parte la alcătuirea geologică a Bazinului Baraolt a făcut, începînd din a doua jumătate a secolului trecut, obiectul preocupărilor a numeroşi autori, preocupări care au durat aproape continuu pînă în al treilea deceniu al secolului nostru.

Fauna conținută de depozitele din Bazinul Baraolt, reprezentată atît prin moluște fosile cît și prin numeroase mamifere fosile, a condus la puncte de vedere deosebite în ceea ce privește vîrsta acestor depozite. Într-adevăr, autorii care s-au întemeiat pe fauna de moluște fosile au repartizat formațiunile din Depresiunea Brașovului unor termeni mai vechi

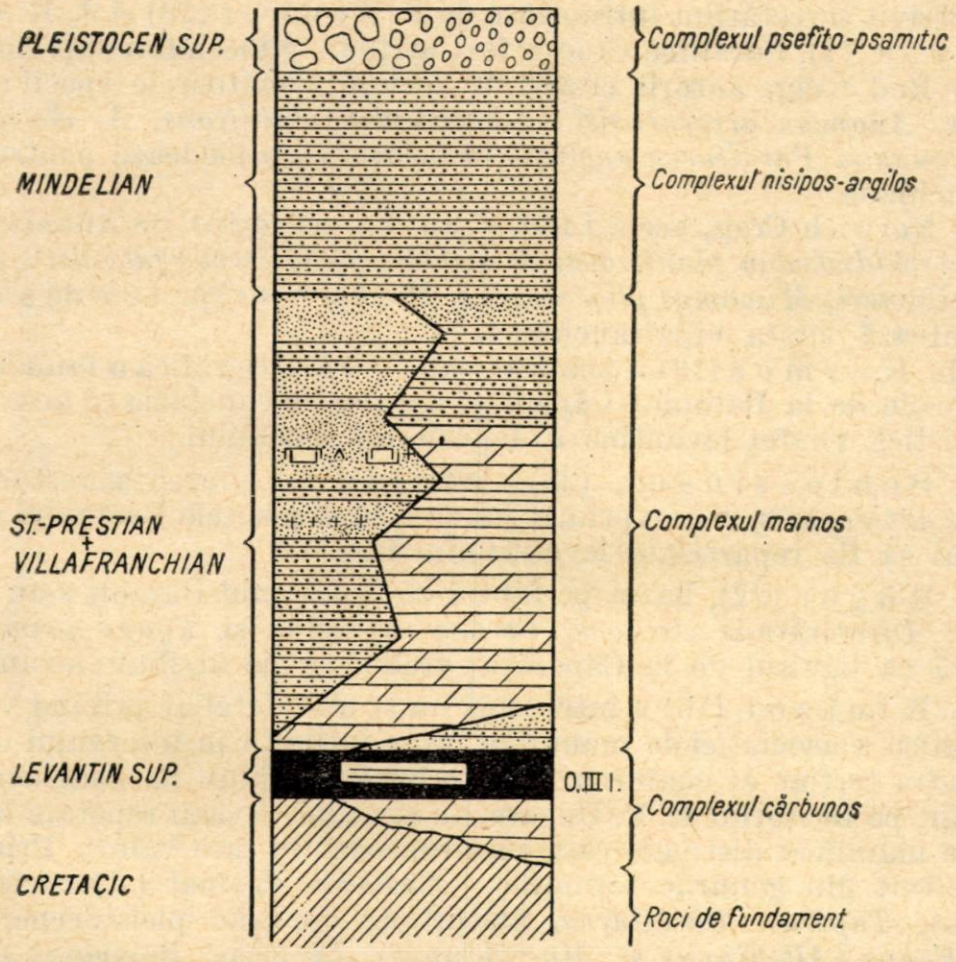


Fig. 3. — Coloană litologico-stratigrafică pentru zona reliefului piemontan din partea de sud a Bazinului Baraolt (aceeași legendă ca la fig. 2).

ai pliocenului, iar cei care au adoptat criteriul mamiferelor fosile au înclinat să atribuie acestor depozite o vîrstă pliocen superioară.

În cele ce urmează, vom încerca să stabilim prin argumente paleontologice, întemeiate pe asociații de mamifere fosile, vîrsta fiecăruia din complexele litologice descrise mai înainte.

VÎRSTA COMPLEXULUI CĂRBUNOS

Fauna de mamifere fosile întîlnită în complexul cărbunos și descrisă de diferiți autori a fost prezentată în tabelul nr. 1.

Din această faună M. Schlosser (24) a citat pentru prima dată speciile : *Parailurus anglicus* și *Ursus böckhi*. Acest autor, întemeiat pe

faptul că *Parailurus anglicus* s-a întîlnit în formaţiunea de Red Crag din Anglia de E, paralelizează fauna de la Căpeni, cu cea de la Pikermi.

Ne permitem să reamintim că seria Crag din Anglia de E este reprezentată prin trei termeni : cel inferior, Coralline Crag, cel mijlociu Red Crag, iar cel superior Norwich Crag.

Potrivit cercetărilor întreprinse de F. Zeuner (28) şi J. K. Charlesworth (4), Coralline Crag a fost atribuit pliocenului superior.

În Red Crag, autorii citaţi au întîlnit următoarele specii : *Equus plicidens*, *Anancus arvernensis*, *Archidiskodon planifrons*, *A. meridionalis Sus antiquus şi Parailurus anglicus*, asociaţie care pledează pentru vîrsta villafranchiană.

În Norwich Crag, aceiaşi autori au descris resturi de *Anancus arvernensis*, *Archidiskodon planifrons*, *A. meridionalis*, *Cervus falconeri*, *Trogontherium Cuvieri*, *Mimomys pliocaenicus*, *Machairodus* sp., care de asemenea argumentează vîrsta villafranchiană.

Th. Kormos (13) a analizat valoarea stratigrafică a faunei de mamifere fosile de la Baraolt—Căpeni şi a ajuns la concluzia că aceasta este caracteristică vîrstei levantine a depozitelor bazinului.

G. Schlessinger (23), întemeiat pe prezenţa resturilor de *Anancus arvernensis*, şi-a exprimat părerea că depozitele Bazinului Baraolt ar trebui să fie repartizate levantinului inferior.

L. Rüger (22), bazat pe faptul că în Bazinul Baraolt s-au întîlnit speciile : *Dicerorhinus etruscus*, *Cervus capreolus* şi *Equus primigenius*, consideră că lignitul de la Căpeni ar trebui să fie atribuit levantinului.

M. Kretzoi (15) a întreprins un studiu detaliat privind valoarea stratigrafică a asociaţiei de mamifere fosile întîlnită în intervalul de tranziţie dintre terţiar şi cuaternar. Acest autor a ajuns la concluzia că în cuaternar, pe teritoriul R. P. Ungare, au avut loc invazii repetate ale unor faune de mamifere distincte care s-au succedat în şase valuri. Primul val este alcătuit din genurile termofile : *Mastodon* evoluat (*Anancus*, *Zygolophodon*), *Tapirus*, *Parailurus*, alături de genurile pleistocene tipice : *Canis*, *Equus* (*Allohippus* şi *Macrohippus*), *Leptobos*, *Prospalax* etc. Caracteristic acestui val ar fi faptul că manifestarea lui a avut loc în epoca dinaintea apariţiei genului *Elephas*. Această faună cuaternară veche s-a întîlnit în pietrişurile cu *Mastodon* de la Rakoskeresztur şi Pestszentlörinc, precum şi în travertinele de la Süttö şi Dunaalmas.

Stratul tipic al acestei faune îl constituie însă depozitele de lignit de la Baraolt—Căpeni (Barot Köpecz), motiv pentru care M. Kretzoi a atribuit aceste depozite bazei cuaternarului, sub denumirea de etajul barotic.

L. I. Alekseeva (1), din discuţia pe care a făcut-o asupra faunei de tip Roussillon citată de I. P. Homenko (7) din stratele de Porat, în partea de S a R. S. S. Moldoveneşti, a ajuns la concluzia că această faună ar caracteriza baza cuaternarului şi a denumit-o „complexul faunistic moldavian". După acest autor complexul faunistic moldavian ar fi mai vechi decît complexul faunistic Haprov (5) care este sincron cu fauna villafranchiană.

L. I. Alekseeva consideră complexul faunistic moldavian echivalent cu fauna de la Bereşti şi de la Baraolt—Căpeni.

★

Noi sîntem de acord cu L. I. Alekseeva în sensul că faunele de tip Roussillon din partea de S a R. S. S. Moldoveneşti, de la Bereşti—Măluşteni şi de la Baraolt—Căpeni, ar fi sincrone şi în acelaşi timp mai vechi decît villafranchianul.

Particularitatea comună a faunelor de tip Roussillon ,mai înainte menţionate, constă în faptul că acestea sînt caracterizate prin absenţa genului *Elephas* şi totodată prin prezenţa genului *Equus*, şi anume : la Măluşteni — — *Equus* cf. *robustus* P., la Căpeni — *Equus primigenius* V. Mey. şi în partea de S a R. S. S. Moldoveneşti — *Equus* sp.

Observăm însă că în punctele clasice din Europa, unde a fost citată fauna tipică de Roussillon, la Montpellier, Roussillon şi Perpignan, nu s-a semnalat pînă în prezent existenţa genului *Equus* şi nici a genului *Elephas*.

Întemeiaţi pe aceste considerente, ne exprimăm părerea că fauna din complexul cărbunos de la Baraolt—Căpeni este mai tînără decît fauna de la Roussillon şi totodată mai veche decît fauna villafranchiană, reprezentînd, eventual, tranziţia dintre aceste două tipuri de faună.

Întrucît relaţiile stratigrafice dintre terţiar şi cuaternar studiate de E. Liteanu (16) în Depresiunea Valahă sînt concludente pentru a afirma că limita pliocen/pleistocen trebuie să fie aşezată la baza villafranchianului, noi atribuim complexul cărbunos de la Baraolt—Căpeni unui interval stratigrafic echivalent levantinului superior (= astianului superior).

VÎRSTA COMPLEXULUI MARNOS

În cadrul acestui capitol ne referim atît la vîrsta complexului marnos din subsolul şesului aluvionar al Bazinului Baraolt, în care activitatea de intensă subsidenţă a avut drept consecinţă sedimentarea unor depozite predominant pelitice, cît şi la vîrsta faciesului litoral al acestor depozite, de pe relieful piemontan, unde ele sînt reprezentate precumpănitor prin nisipuri.

După cum am arătat şi mai înainte, complexul marnos este relativ sărac în resturi fosile, dintre care se întîlneşte mai ales specia *Limnocardium fuchsi* şi numeroase ostracode. Nisipurile aparţinînd faciesului litoral al complexului marnos conţin o bogată şi variată faună de moluşte fosile, descrisă în mod detaliat de E. Jekelius (11).

Cercetătorii din secolul trecut, care au studiat fauna de moluşte fosile din Depresiunea Braşovului, şi-au exprimat părerea că aceasta caracterizează meoţianul sau panonianul.

N. Andrusov (3) reluînd această problemă constată însă că formele atribuite de alţi autori genului *Congeria* aparţin în realitate genului *Dreissena* şi ajunge la concluzia că fauna din Depresiunea Braşovului ar putea fi paralelizată cu stratele inferioare cu paludine din Slavonia şi Alföld, precum şi cu stratele de Kuialnic.

K. Krejci şi W. Wenz (14) au paralelizat depozitele dacianului superior din Muntenia, caracterizate prin prezenţa speciei *Pyrgula eugeniae* Neum., cu nisipurile din Bazinul Baraolt (Vîrghiş şi Araci) în care s-au întîlnit şi speciile *Pyrgula transitans* Neum., *P. prisca* Neum. şi *P. elegantissima* Frf'd.

Menţionăm că speciile *Pyrgula eugeniae*, *P. transitans*, *P. prisca*, create de Neumayr şi *P. elegantissima*, creată de Frauenfeld, provin din Bazinul Baraolt, fiind colectate pentru prima dată de asemenea la Vîrghiş şi Araci (6).

Dacă comparăm inventarul paleontologic al dacianului superior din Muntenia întocmit de W. Wenz (27) cu cel al lui E. Jekelius (11) constatăm prezenţa următoarelor specii comune :

Theodoxus semiplicatus Neum.
Valvata piscinalis Müller
Hydrobia syrmica Neum.
Pyrgula eugeniae Neum.
Coretus sulekianus Brus.
Melanopsis pterochilla Brus.
Dreissena polymorpha Pall.
Pisidium amnicum Müller
Pisidium clessini Neum.

Dintre formele menţionate, speciile *Theodoxus semiplicatus*, *Hydrobia syrmica*, *Coretus sulekianus* şi *Melanopsis pterochilla* se ridică pe verticală pînă în villafranchianul getic (16). Menţionăm însă că speciile : *Valvata piscinalis*, *Dreissena polymorpha*, *Pisidium amnicum* şi *P. clessini* se întîlnesc şi în perioada actuală. Numai forma *Pyrgula eugeniae* este cantonată exclusiv în dacianul din Muntenia.

Din datele expuse, se poate presupune că paralelizarea făcută de Krejci şi Wenz nu este suficient de întemeiată, deoarece formele comune mai înainte citate ar pleda pentru atribuirea unei vîrste mai tinere decît dacianul depozitelor din Bazinul Baraolt, fapt care ar conduce la concluzia că specia *Pyrgula eugeniae* din acest bazin nu ar avea valoare stratigrafică, avînd probabil un caracter relict.

Această concluzie este confirmată de argumente paleontologice deduse din asociaţia de mamifere fosile întîlnite în nisipurile conţinînd fauna cu *Pyrgula eugeniae*.

Într-adevăr, după cum am arătat la capitolul precedent, din aceste nisipuri am recoltat următoarele specii :

Anancus arvernensis Croiz. et Job.
Mastodon sp.
Archidiskodon meridionalis Nesti
Dicerorhinus etruscus Falc.
Equus stenonis Cocchi
Euctenoceros sp.

Prezenţa acestei asociaţii este concludentă pentru a atribui nisipurile cu *Pyrgula eugeniae*, precum şi marnele cu *Limnocardium fuchsi* din Bazinul Baraolt, unui interval stratigrafic care ar include villafranchianul şi, eventual, saint-prestianul.

VÎRSTA COMPLEXULUI NISIPOS-ARGILOS

Complexul nisipos-argilos, care aflorează pe taluzele reliefului piemontan din stînga Oltului, dintre Rotbav şi Satu-Nou, precum şi pe martorul de eroziune de la S de Bod, n-a constituit pînă în prezent obiectul unor cercetări stratigrafice de detaliu.

Într-adevăr, E. Jekelius (9) a atribuit aceste depozite pleistocenului, fără să se preocupe de orizontarea lor.

Fauna recoltată de noi din aceste depozite, reprezentată prin :

Archidiskodon wüsti M. Pavlov
Hesperoloxodon cf. *antiquus* Falc.
Elephas sp.
Equus cf. *mosbachensis* W. Reich
Equus sp.
Bison schoetensacki Freund.
Alces latifrons Johnson
Cervus sp.

constituie un argument convingător pentru repartizarea complexului nisipos-argilos unui interval stratigrafic echivalent mindelianului din Depresiunea Valahă şi pietrişurilor de Tiraspol din R.S.S. Moldovenească.

Interesant este faptul că între fauna citată anterior şi fauna pietrişurilor de Tiraspol există o identitate remarcabilă, după cum reiese din prezenţa următoarelor forme comune :

Archidiskodon wüsti M. Pavlov
Hesperoloxodon cf. *antiquus* Falc.
Equus mosbachensis W. Reich
Bison schoetensacki Freund.
Alces latifrons Johnson

VÎRSTA COMPLEXULUI PSEFITO-PSAMITIC

Prezenţa unui complex psefito-psamitic, în zona şesului aluvial din Bazinul Baraolt, a fost pentru prima dată semnalată de noi.

Din analiza datelor geomorfologice mai înainte prezentate, a reieşit că depozitele acestui complex aparţin, probabil, acumulărilor de terasă ale reţelei hidrografice a Oltului, îngropate sub depozite mai tinere, ca urmare a proceselor de subsidenţă care au afectat partea de S a Bazinului Baraolt.

Fauna recoltată de noi din depozitele terasei Oltului, din Bazinul Sf. Gheorghe, mai înainte citată, este reprezentată prin speciile :

Mammontheus primigenius Blumb.
Coelodonta antiquitatis Cuvier
Bison priscus Boj.

Această asociaţie de mamifere fosile justifică repartizarea terasei Oltului şi a complexului psefito-psamitic din zona şesului aluvial pleistocenului superior.

Depozitele deluviale din zona reliefului piemontan au fost de asemenea incluse de noi în complexul psefito-psamitic.

E. Jekelius (11), constatînd că acest complex litologic este constituit către rama bazinului predominant din pietrişuri şi bolovănişuri, l-a paralelizat cu pietrişurile de Cîndeşti, fără să se întemeieze însă pe vreun argument paleontologic.

Asociaţia de mamifere fosile colectată de noi din aceste depozite şi alcătuită din speciile : *Mammontheus primigenius* Blumb., *Equus caballus* L., pledează pentru vîrsta pleistocen superioară a depozitelor deluviale din zona reliefului piemontan.

VÎRSTA COMPLEXULUI PSEFITIC

Complexul psefitic reprezintă depozitele aluvionare ale reţelei hidrografice subactuale, care încheie seria succesiunilor litologice din cadrul şesului aluvionar al Bazinului Baraolt.

Pînă în prezent acest complex nu a fost separat ca unitate litologică de cercetătorii anteriori.

Bazaţi pe considerente geomorfologice şi genetice, noi atribuim acest complex litologic holocenului. Resturile fosile de *Cervus elaphus* L., recoltate de noi din acest orizont, ar putea să confirme vîrsta acordată.

CONCLUZII

Cercetările noastre întreprinse în cuprinsul Bazinului Baraolt şi împrejurimi ne-au permis să ajungem la următoarele concluzii :

1. La alcătuirea geologică a Bazinului Baraolt iau parte următoarele succesiuni stratigrafice :

a) Partea inferioară, constituită dintr-o alternanţă de marne şi argile, în care se intercalează patru orizonturi de lignit, a fost denumită de noi complexul cărbunos. Analiza valorii stratigrafice a faunei de mamifere fosile, recoltate pînă în prezent din complexul cărbunos, ne-a îngăduit să-l atribuim levantinului superior (= astianului superior).

b) Complexul cărbunos este acoperit de un pachet gros de marne şi argile denumit de noi complexul marnos, în care se intercalează, spre zona nordică a bazinului, strate groase de aglomerate andezitice. Complexul marnos trece lateral spre ramă la depozite constituite predominant din nisipuri şi subordonat din strate subţiri de tufuri andezitice, diatomite şi calcare lacustre, din care noi am recoltat o asociaţie de mamifere fosile care argumentează raportarea acestui complex unui interval stratigrafic care ar include villafranchianul şi saint-prestianul.

c) În partea de S a Bazinului Baraolt, complexul marnos suportă o alternanţă de nisipuri, nisipuri argiloase şi argile, pe care am denumit-o complexul nisipos-argilos. Asociaţia de mamifere fosile recoltată de noi din acest complex este aproape identică cu fauna citată din pietrişurile de Tiraspol şi caracterizează mindelianul.

d) În cadrul șesului aluvionar din partea de S a Bazinului Baraolt, datele de foraj au indicat prezența unui strat gros de nisipuri cu pietrișuri pe care l-am denumit complexul psefito-psamitic.

Genetica acestor depozite a fost pusă de noi în legătură cu înecarea sub aluviuni tinere a teraselor rețelei hidrografice a Oltului, a căror vîrstă pleistocen superioară a fost argumentată pe baza resturilor de mamifere fosile.

Complexului psefito-psamitic i-au mai fost repartizate și depozitele deluviale care acoperă relieful piemontan.

e) Aluviunile subactuale ale rețelei hidrografice a Oltului, care încheie seria succesiunilor litologice din cadrul șesului aluvionar al Bazinului Baraolt, au fost separate de noi sub denumirea de complex psefitic și atribuite holocenului.

2. Concluziile de ordin stratigrafic, expuse anterior, pun în discuție vîrsta unor formațiuni vulcanice aparținînd Masivului Harghita.

Astfel, faptul că aglomeratele andezitice s-au întîlnit în nisipurile din partea superioară a complexului cărbunos, că ele se găsesc intercalate în pachete groase în complexul marnos și acoperă pe o arie întinsă din partea de NE a Bazinului Baraolt depozitele nisipoase aparținînd aceluiași complex litologic, constituie o dovadă că erupțiile vulcanice explozive din Masivul Harghita au continuat în levantinul superior, în villafranchian și chiar în postvillafranchian.

Cele mai tinere aglomerate andezitice din regiune ocupă o întinsă arie de la extremitatea de NE a Bazinului Baraolt unde, pe baza poziției lor stratigrafice, ele ar putea fi atribuite pleistocenului mediu.

De asemenea faptul că curgerile de lave bazaltice de la Racoșul-de-Jos stau peste marne cretoase (11) aparținînd complexului marnos, ne permite să presupunem că în Masivul Harghita, erupțiile bazaltice s-au manifestat cel puțin pînă în villafranchianul superior.

3. Privitor la evoluția Bazinului Baraolt, sîntem de acord cu E. Jekelius în sensul că această arie depresionară a fost generată de un proces de subsidență care s-a manifestat într-un interval îndelungat. După părerea noastră activitatea de subsidență a început cu un ritm lent în levantinul superior. Intensitatea proceselor de subsidență din acest interval n-a fost uniformă, în special, în partea de N a bazinului, unde forajele au pus în evidență existența unor mici chiuvete separate prin praguri ale fundamentului, dintre care unele sînt la zi, iar altele sînt acoperite de depozite tinere.

Ritmul lent al proceselor de subsidență din levantinul superior (= astianul superior) a permis instalarea, în anumite intervale, a unor faciesuri de turbărie, care au generat complexul cărbunos.

În villafranchian activitatea de subsidență s-a accentuat în special în zona centrală a Bazinului Baraolt, unde apariția unui facies lacustru a favorizat depunerea precumpănitoare a unor sedimente pelitice, care au generat complexul marnos. Către rama bazinului, a avut loc o sedimentare litorală reprezentată predominant prin nisipuri și subordonat prin calcare lacustre și diatomite.

O dată cu începutul mindelianului, activitatea de subsidenţă a încetat definitiv pe întreaga porţiune a Bazinului Baraolt situată la N de latitudinea localităţii Rotbav. La S de această latitudine, procesele de subsidenţă au continuat însă cu o intensitate sporită, generînd complexele nisipos-argilos şi psefito-psamitic, în intervalul pleistocen mediu-pleistocen superior.

În holocen, înecarea tuturor formelor de relief sub aluviunile subactuale, ca şi dispoziţia reţelei hidrografice, constituie argumente în sensul că procesele de subsidenţă mai continuă şi în prezent cel puţin în partea de S a Bazinului Baraolt.

К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО В СРЕДНЕМ БАССЕЙНЕ ОЛТА (БАССЕЙН БАРАОЛТ)

РЕЗЮМЕ

а) Согласно заключениям авторов в геологическом строении Бараолтского бассейна принимает участие последовательность напластований, представленная пятью литологическими комплексами.

В основании залегает комплекс углистых пород с богатой фауной млекопитающих, типичных для верхнего левантина (верхний астийский). В осевой зоне бассейна этот комплекс перекрывается мощной пачкой мергелей и глин, сменяющихся на периферии, по направлению к обрамлению бассейна, песками с прослойками диатомитов и озерных известняков, представляющими собой мергелистый комплекс, отнесенный на основании палеонтологических данных к периоду, охватывающему виллафранкский и Сан-престианский. В южной части бассейна выше мергелистого комплекса следует серия песчано-глинистых пород, известная под наименованием песчано-глинистого комплекса, в котором обнаружена богатая ископаемая фауна млекопитающих, почти аналогичная упоминаемой в Тираспольских галечниках, на основании чего указанный комплекс можно отнести к минделю.

Древние аллювиальные отложения на площади аллювиальной низменности, так же как и делювий, развитый в предгорной зоне, слагают псефито-псаммитовый комплекс, отнесенный к верхнему плейстоцену. Самые молодые отложения субактуального периода отнесены к псефитовому комплексу голоцена.

б) Опираясь на стратиграфическую позицию андезитовых агломератов и базальтов, развитых в северной части Бараолтского бассейна, можно утверждать, что в этом районе вулканические взрывы на месте современного массива Харгита протекали в Левантине — среднем плейстоцене, а лавовые потоки продолжались, по меньшей мере, до верхнего виллафранского.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Литостратиграфическая колонка зоны аллювиальной низменности в центральной части Бараолтского басейна (Такая же легенда, как на рис. 2).

Рис. 2. — Литостратиграфическая колонка предгорной зоны в северной части Бараолтского бассейна.

Рис. 3. — Литостратиграфическая колонка предгорной зоны в южной части Бараолтского бассейна (Такая же легенда, как на рис. 2).

Рис. 4. — Схематическая геологическая карта бассейна Бараолт.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DU QUATERNAIRE DANS LE BASSIN MOYEN DE L'OLT (BASSIN DE BARAOLT)

RÉSUMÉ

a. La formation géologique du bassin de Baraolt comporte, selon les auteurs, une succession stratigraphique, représentée par cinq complexes lithologiques :

A la base, un complexe charbonneux, contenant une riche faune de mammifères fossiles, caractérisant le Levantin supérieur (= Astien supérieur). Dans la zone axiale du bassin, ce complexe est recouvert d'un paquet épais de marnes et d'argiles qui passe latéralement, vers les bords, en des sables intercalés de diatomites et de calcaires lacustres, constituant le complexe marneux, attribué pour des raisons paléontologiques à un intervalle qui inclut le Villafranchien et le S. Prestien. Dans la partie méridionale du bassin, au-dessus du complexe marneux, se trouve une série sablonneuse-argileuse, appelée complexe sablo-argileux, qui a fourni une riche faune de mammifères fossiles, presque identique à celle mentionnée dans les graviers de Tiraspol, fait qui confirme l'âge mindéléen de ce complexe. Les anciens dépôts alluvionnaires dans la plaine alluvionnaire, ainsi que les dépôts déluviaux du relief de piedmont, constituent le complexe pséphito-psammitique, attribué au Pléistocène supérieur. Les dépôts les plus récents, représentant les accumulations du réseau hydrographique subactuel, ont été répartis au complexe pséphitique, d'âge holocène.

b. La position stratigraphique des agglomérats andésitiques et des basaltes de la partie septentrionale du bassin de Baraolt constitue une preuve qui nous permet d'affirmer que les explosions volcaniques du massif de Harghita ont continué du Levantin jusqu'au Pléistocène moyen, et les coulées de lave se sont manifestées au moins jusqu'au Villafranchien supérieur.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Colonne lithologico-stratigraphique pour la zone de plaine alluvionnaire de la partie centrale du bassin de Baraolt (même légende que pour la fig. 2).

Fig. 2. — Colonne lithologico-stratigraphique pour la zone du relief de piedmont de la partie nord du bassin de Baraolt.

Fig. 3. — Colonne lithologico-stratigraphique pour la zone du relief de piedmont de la partie sud du bassin de Baraolt (même légende que pour la fig. 2).

Fig. 4. — Esquisse géologique du bassin de Baraolt.

BIBLIOGRAFIE

1. Алексеева Л. И., *Древнейшая фауна млекопитающих антропогена юго-европейской части СССР*, Вопросы геологии антропогена VI Конгресс ИНКУА, 1961, Москва, 1961.
2. Andrusov N., *Die Schichten von Kamyschburun und der Kalkstein von Kertsch in der Krim*, Jahrbuch d.k.k. geol. R. A., 1886, **XXXVI**.
3. — *Einige Bemerkungen über die jungtertiären Ablagerungen Russlands und ihre Beziehungen zu denen Rumäniens und Österreich-Ungarns*, Труды С.-Петербургского Общества Естествоисп., 1899, **XXVIII**, *1*.
4. Charlesworth J. K., *The Quaternary Era*, Londra, 1957.
5. Громов В. И., *Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР*, Труды Ин-та геол. наук АН СССР, геол. серия, 17, 1948, *64*.
6. Herbich Fr. u. Neumayr M., *Die Süsswasserablagerungen im südostlichen Siebenbürgen*, Jahrbuch d.k.k. geol. R.A., 1875, **XXV**.
7. Хоменко И. П., *Руссилонский в среднем плиоцене Бессарабии и его значение для познания возраста балтийских песков и куялницких отложений*, Труды Бессараб. о-ва естествоиспыт., Кишинев, 1915, **6**.
8. Iancu M., *Contribuţii la studiul unităţilor geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaţilor (Bîrsa, Sf. Gheorghe, Tg. Săcuesc, Baraolt)*. Partea I, Probl. geogr., 1956, **IV**.
9. Jekelius E., *Zăcămintele de lignit din Bazinul pliocenic din Valea superioară a Oltului (Transilvania)*, Inst. geol. Rom., Stud. tehn. şi econ., 1923, *3*.
10. — *Puţul artezian de la fabrica de zahăr din Bod (Braşov)*, Dări de seamă, Inst. geol. Rom., 1923, **XI**.
11. — *Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Braşov*, Mem. Inst. geol. Rom., 1932, **II**.
12. Koch A., *Übersicht über die Ursäugetiere Siebenbürgens*, Orv. Term vizsg. Nagyvaradon tartott XXV vandorgyüles munkalatoi, Budapesta, 1891.
13. Kormos Th., *Die pliozänen Schichten von Ajnécskö und ihre Fauna*, Jahresber. d. kgl ung geol. R.A., 1915.
14. Krejci K. u. Wenz W., *Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia*, Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellschaft, 1931.
15. Kretzoi M., *A villányi hegység alsopleisztocen gernces-faunoi*, Geol. Hung., ser. palaeontol., 1956, *27*.
16. Liteanu E., *Despre limita Cuaternar/Terţiar din Depresiunea valahă*, Com. geol. — Inst. geol., Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1961, *5*.
17. Murgeanu G. şi colab., *Flişul cretacic din partea de sud a Munţilor Baraoltului*, Stud. şi cercet. geol., 1961, **VI**, *2*.
18. Никифорова К. В. и Алексеева Л. И., *О границе третичной и четвертичной системе по данным фауны млекопитающих*, Тр. геол. ин-та АН СССР, Серия геол., 1959, *32*.
19. Orghidan N., *Observaţii morfologice în regiunea Braşovului — Bazinul Vlădeni*, Rev. „Ţara Bîrsei", 1929, **I**, *2*.
20. Popovici Viorica, *Explorări geologice în bazinul Baraolt-Virghiş-Căpeni-Buduş-Aita Seacă*, Com. Geol. — Inst. geol., Stud. tehn. şi econ., seria A, Prospecţiuni şi Exploatări geologice, 1959, *5*.
21. Preda D., *Les gisements de diatomites du bassin pliocène de Braşov-Baraolt*, C. R. des Séances de l'Institut Géologique de Roumanie, 1932, **XX**.

22. RÜGER L., *Das Alter des Jüngtertiärs im Alttal (Siebenbürgen) und die jungen Hebungen der südostlichen Karpathen*, Zentralblatt zür Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abt. B., 1931, 8.
23. SCHLESINGER G., *Mastodonten der Budapester Sammlungen*, Geologica Hungarica, 1922, **II**, I.
24. SCHLOSSER M., *Parailurus anglicus und Ursus böckhi aus dem Ligniten von Baroth Köpecz*, Jarhrbuch d. kgl. ung. Geol. R. A., 1899, **XIII**.
25. SIMIONESCU I., *Les vertébrés pliocènes de Bereşti*, Bull. Soc. Roum. Géol., 1932, **I**.
26. TOULA FR., *Palaeontologische Mitteilungen aus den Sammlungen von Kronstadt in Siebenbürgen*, Abb. d.k.k. geol. R.A., 1911, **XX**, 5.
27. WENZ W., *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete*, Frankfurt a. M., 1942.
28. ZEUNER F., *A Comparison of the Pleistocene of East England with that of Germany*, Proceed. prehist. Soc., Londra, 1937.

CHIMISMUL ROCILOR DIN FLIȘUL PALEOGEN ÎN FACIESUL DE TRANZIȚIE DIN VALEA MOLDOVIȚEI — MOLDOVA DE NORD — PENTRU ELEMENTELE Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn

DE

M. SAVUL

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.

C. BOTEZ, L. IONESI, D. OLARU și AL. NACU

Comunicare prezentată în ședința din 12 iunie 1962

În cîteva lucrări anterioare M. Savul și colaboratori (15), (16), (17) s-au ocupat de sedimentele paleogene de fliș din litofaciesul median (valea Tarcăului) și din litofaciesul marginal (valea Humorului). În continuarea cercetărilor, pentru a întregi studiul geochimic al flișului paleogen și pentru a avea o imagine de ansamblu asupra repartiției unor elemente-urmă în variațiile litologice ale sedimentelor paleogene, depuse sincron în geosinclinalul flișului, în lucrarea de față ne vom ocupa de sedimentele paleogene din litofaciesul de tranziție.

CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA STRUCTURII GEOLOGICE A REGIUNII

Litofaciesul intermediar sau de tranziție

Între aria vestică de sedimentare a paleogenului micaceu (Tarcău — Fusaru) din vecinătatea uscatului carpatic și aria estică a paleogenului de tip marginal (Pasieczna—Kliwa), în care se depuneau sedimente total diferite litologic, există o arie în care procesul de sedimentare era influențat atît de factorii care reglau sedimentarea în aria vestică, cît și de cei care determinau sedimentarea în aria estică. Acest domeniu de sedimentare, interpus între două extreme, cuprinde sedimente care prezintă caracteristici litologice intermediare între litofaciesul marginal și cel median. Caracteristicile litologice de ansamblu ale sedimentelor paleogene de fliș în litofaciesul median și în litofaciesul marginal, ca și ale orizon-

turilor separate, au fost prezentate în lucrările anterioare (15), (16), (17).

Sedimentele eocene

Orizontul greso-calcarelor cu microconglomerate cu *Lithothamnium*, din baza sedimentelor eocene, nu diferă esenţial de echivalentul lui din litofaciesul marginal. Aceasta înseamnă că sedimentarea lor s-a făcut într-o arie comună, sub influenţa aceloraşi factori. Stratele din acest orizont prezintă o clasare granulometrică tipică şi care se repetă pe grosimea întregului orizont. Sortarea repetată pe verticală se datoreşte curenţilor de turbiditate. Prezenţa lithothamniului şi a fragmentelor de roci verzi în baza stratelor denotă că acestea proveneau de pe crestele unor cordiliere aflate în apropierea suprafeţei apei. Între zonele de cordilieră ridicate, erau zone depresionare în care se depuneau sedimente pelitice. Prezenţa lithothamniului denotă o apă caldă şi puţin adîncă, în zona lor de formare pe crestele de cordilieră; este însă de presupus că în zonele depresionare mai adînci, la nivelul de sedimentare a pelitelor, apa era mult mai rece.

Nici stratele de Straja nu prezintă diferenţieri faţă de sedimentele echivalente, depuse în aria estică marginală. Se remarcă totuşi o frecvenţă mai mare a materialului psamitic gresos, sub forma unor intercalaţii gresoase mai dese.

Începînd cu sedimentele care se dispun peste stratele de Straja, sedimentarea se schimbă. Această schimbare se manifestă în primul rînd prin depunerea de sedimente micacee de tipul gresiilor de Tarcău. În al doilea rînd, ca o consecinţă a noului mediu creat, aici nu se mai formează calcarele litografice de Pasieczna, ca orizont distinct. Sedimente oarecum similare se mai depun sub forma unor lentile reduse, încorporate în sedimente gresoase micacee. În al treila rînd, se pierde caracterul calcaros al sedimentelor. Toate aceste schimbări determină depunerea unor sedimente care prezintă în ansamblu caracteristici litologice între cele de tip marginal şi cele de tip median. În consecinţă, în sedimentele eocene de peste stratele de Straja şi pînă în orizontul roşu din baza stratelor de Plopu, nu se mai pot separa aceleaşi entităţi litologice ca şi în litofaciesul marginal, datorită dispariţiei calcarelor de Pasieczna ca orizont distinct şi a depunerii la nivelul lor de gresii micacee. Aceste gresii amintesc pe cele de Tarcău, însă sînt mult mai friabile. La nivelul lentilelor de tipul Pasieczna, în gresii se găsesc foraminifere mari, ceea ce denotă existenţa aceleiaşi mări calde şi puţin adînci. În concluzie, depunerea acestor sedimente s-a făcut într-o arie unde apar influenţe vestice, prin invazie de material psamitic micaceu de tip carpatic. Formarea de sedimente pe seama organismelor, cum sînt calcarele de Pasieczna nu se mai poate face, probabil datorită aportului de material psamitic la nivelul lor de sedimentare (fig. 1).

O dată cu depunerea argilelor roşii din baza stratelor de Plopu, începe un nou ciclu de sedimentare pelitic-argilos. Schimbarea aceasta este destul de bruscă şi ea se reflectă în întreg geosinclinalul. În primul rînd această sedimentare se caracterizează prin depunerea unui material pelitic argilos, ceea ce vine în contrast direct cu ciclul anterior psamitic - calcaros. Această nouă fază începe prin depunerea de argile roşii-verzi

și pătate, cărora le urmează argilele cenușii-verzui, cu intercalații reduse de gresii micacee curbicorticale, cunoscute sub numele de strate de Plopu, ce nu sînt altceva decît echivalentul stratelor de Bisericani din litofaciesul marginal.

Seria depozitelor eocene se încheie cu orizontul gresiei de Lucăcești, care — față de ciclul anterior argilos — are din nou caracter psamitic. Față de aria estică — marginală — unde se depunea exclusiv material psamitic silicios, în aria de tranziție se resimt și influențe vestice prin invazia materialului detritic micaceu. Astfel, în acest orizont se găsesc, pe lîngă gresiile silicioase, și intercalații de gresii micacee curbicorticale. După caracterele pe care le prezintă (textură curbicorticală și turboglife) sedimentarea acestora din urmă s-a făcut sub influența curenților de turbiditate. Dovezi directe paleontologice, care să ne ofere indicații asupra mediului marin din timpul sedimentării lor nu avem, însă prin comparare cu aria estică — marginală — și cu cea vestică — mediană —, unde s-au găsit foraminifere mari și chiar o faună de lamellibranhiate (aria estică) se poate presupune că și aici condițiile erau asemănătoare, adică o mare caldă și puțin adîncă.

Sedimentele oligocene

Natura sedimentelor care se dispun în continuare peste orizontul gresiei de Lucăcești reflectă schimbări esențiale în geosinclinalul flișului paleogen, prin apariția unui facies geochimic nou, de tip euxinic, care a favorizat formarea unor roci bituminoase — menilite, marne albe, disodile. Acestea suportă intercalații gresoase (reduse și subordonate în bază) care, treptat, devin dominante față de pelitele bituminoase, formînd orizonturi distincte. În linii generale, în aria de tranziție se pot separa aceleași orizonturi litologice, care reflectă de fapt evoluția procesului de sedimentare pe întreg geosinclinalul, de la o sedimentare predominant pelitică, în bază (orizontul menilitelor, marnelor bituminoase și disodilelor), spre o sedimentare psamitică (gresia de Kliwa în aria marginală și gresia de Fusaru în cea mediană). Totuși sedimentele oligocene din aria de tranziție diferă atît față de cele din aria marginală cît și de cele depuse în aria mediană. Această diferență constă în reducerea caracterului bituminos al sedimentelor și în invazia de material micaceu de natură carpatică dinspre vest.

Orizontul menilitelor ca și al marnelor bituminoase nu diferă de sedimentele sincrone depuse în aria estică (litofaciesul marginal), prezentînd aceleași caracteristici litologice.

În schimb, orizontul disodilelor prezintă unele diferențe, în sensul că pe lîngă disodile tipice bituminoase se depun și pseudodisodile și chiar argile cenușii-verzui. Deși apar ca episoade reduse, ele reprezintă un element caracteristic. De asemenea apar lentile de marno-argile și marno-calcare mai mult sau mai puțin sideritice.

În orizontul gresiei de Kliwa, care și în acest litofacies este preponderent silicioasă, apar unele strate sau zone din strate cu material micaceu. Spre partea superioară, intercalațiile disodilice dintre stratele de gresii sînt înlocuite prin sedimente argiloase, între care se găsesc de asemenea lentile de marno-calcare sideritice.

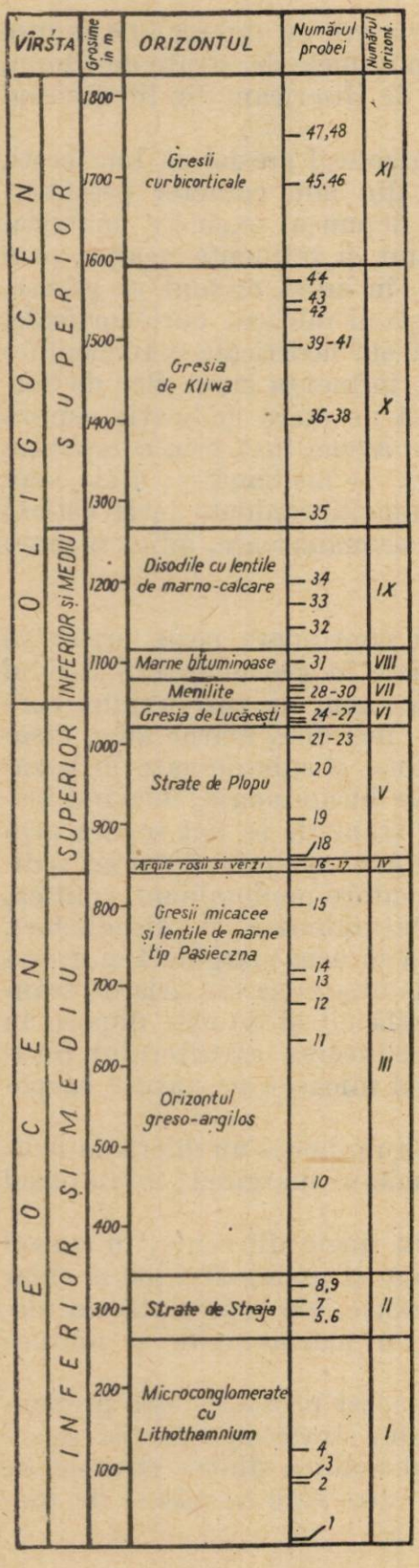


Fig. 1. — Coloană stratigrafică prin depozitele paleogene de pe valea Moldoviţei (după L. Ionesi).

O invazie masivă de material micaceu, care schimbă net sedimentarea, se petrece în partea superioară a orizontului gresiei de Kliwa, unde se depun exclusiv gresii cu sortare gradată, textură curbicorticală şi turboglife, în alternanţă regulată cu pelite argiloase cenuşii-verzui, formînd orizontul „curbicortical". Este de presupus că acest material are origine carpatică iar sedimentarea lui s-a făcut sub influenţa curenţilor de turbiditate. Cu aceste sedimente se încheie în regiune seria depozitelor oligocene.

DATE EXPERIMENTALE

Pentru a preciza chimismul rocilor din flişul paleogen în faciesul de tranziţie din valea Moldoviţei, s-au determinat conţinutul unor elemente majore şi conţinutul unor elemente-urmă.

Elementele majore analizate sînt: Fe_2O_3 şi CO_2 pentru toate probele din profil, iar SiO_2 şi Al_2O_3 numai la cele cu caracter argilos sau cu un caracter mai deosebit, ca de exemplu un calcar sideritic (eş. 29), o marnă argiloasă cafenie (eş. 28), o gresie silicioasă (eş. 6) şi un microconglomerat (eş. 3).

Elementele-urmă analizate sînt: Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn.

Ca metode de analiză pentru elementele majore s-au folosit cele clasice, iar pentru elementele-urmă metode colorimetrice.

Pentru Co s-a folosit metoda cu sare R-nitroso după Iu. N. Knipovici şi Iu. V. Moracevski (10). Colorimetrarea s-a făcut la spectrofotometrul sovietic SF—4, folosind lungimea de undă 525 mμ.

Nichelul s-a determinat prin metoda cu dimetil-glioximă după E. B. Sandell (14); colorimetrarea comple-

xului de iod al Ni-dimetil-glioximei s-a făcut la spectrofotometru SF—4, la lungimea de undă 520 mμ.

Manganul s-a determinat după metoda Lavruhina (citat după (1)) prin colorimetrarea soluțiilor de permanganat obținute prin oxidarea manganului cu persulfat. Colorimetrarea s-a făcut la fotocolorimetrul FEK—M, folosind filtru verde.

Cuprul și plumbul s-au determinat prin metoda cu ditizonă după E. B. Sandell (14).

Determinarea zincului s-a făcut cu ditizonă și dietilditiocarbamat de sodiu, după metoda descrisă de E. V. Bobko (2) .

În tabelul nr. 1 sînt prezentate rezultatele analizelor efectuate.

În ceea ce privește locul de colectare, menționăm că probele 1—10 sînt de pe pîrîul Ciumarna, iar probele 11—48 de pe pîrîul Lupoaia.

Chimismul argilelor cercetate privind elementele majore este redat în tabelul nr. 2.

DISTRIBUȚIA COMPONENTELOR MAJORE

Conținutul de CO_2

Unul dintre elementele principale din rocile studiate este calciul. Acesta apare fie singur, fie asociat cu Fe sub formă de carbonat, cu predominanța mare a calcitei, Fe intrînd sub formă izomorfă în rețeaua acestui mineral.

În componența mineralogică, cantitatea de CO_2 poate fi mai mare decît aceea necesară calciului existent în rocă, tocmai din cauza prezenței altor elemente în componența mineralului, între care fierul.

Determinarea conținutului de CO_2 dă în felul acesta imaginea proporției sub care intervin carbonații. Aceștia pot fi exprimați simplificat sub formă de $CaCO_3$.

În tabelul nr. 1, privind datele analitice, sînt trecute conținuturile de CO_2, exprimat și sub formă de $CaCO_3$. Aceste valori au servit la determinarea denumirii rocii, după indicațiile propuse de S. G. Vișneakov (citat după (12)).

Formarea calcitei în depozite este condiționată de valoarea pH-ului mediului de sedimentare (de obicei se dă ca limită inferioară pH = 7,8). Determinările făcute asupra rocilor studiate de noi arată că, la rocile carbonatice, valorile sînt superioare lui 7,8, chiar cînd conținutul de CO_2 este relativ redus. Valori mai mici se găsesc la rocile lipsite de carbonați, și anume în cazul argilelor, rocilor disodilice și a gresiilor silicioase.

Conținutul de aluminiu

Aluminiul ia parte ca element principal, aproape exclusiv sub formă de minerale argiloase. Natura mineralului argilos este indicată de către raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$. Pentru principalele minerale aluminoase ce se pot găsi în argile, în ordinea acestui raport, se dau următoarele valori, care pentru unele minerale argiloase pot varia între anumite limite

0 : 1 alumina din bauxite

1 : 1 allophan

Tabelul nr. 1

Analiza chimică a probelor recoltate

Nr. probei	Nr. orizontului	Grosimea m	Denumirea rocii	pH	CO_2 (%)		Fe_2O_3	Mn	Co	Ni	Cu	Pb	Zn
					CO_2	CO_3Ca	%		p.p.m. = g/tonă				
1	I	5	gresie glauconifică slab calcaroasă	8,06	7,18	16,33	2,55	0,220	8,6	17	13	12	22
2	I	80	calcar gresos	8,15	26,96	61,31	2,06	0,315	4,2	9	30	6	2
3	I	85	micro-conglomerate cu *Lithothamnium*	8,42	30,73	69,88	6,25	0,580	4,4	19	15	14	5
4	I	120	argilă	7,5	—	—	7,65	0,033	23,2	120	102	20	60
5	II	290	argilă slab calcaroasă silicifiată	8,3	8,76	19,92	1,70	0,144	3,6	23	24	16	12
6	II	290	gresie silicioasă slab calcaroasă	8,25	8,03	18,26	1,20	0,264	4,2	12	6	9	20
7	II	305	argilă silicifiată slab calcaroasă	8,02	5,26	11,96	4,25	0,029	13,2	90	33	7	28
8	II	325	argilă vişinie	7,89	—	—	6,28	0,054	11,6	92	27	24	35
9	II	325	argilă silicifiată verde	8,06	—	—	2,99	0,012	10,2	73	358	40	66
10	III	450	argilă slab calcaroasă	8,13	4,00	9,09	4,56	0,074	13	92	43	24	64
11	III	630	gresie micacee slab calcaroasă	8,22	6,35	14,44	2,43	0,122	7,4	38	6	11	20
12	III	675	gresie calcaroasă slab micacee	8,35	17,48	39,74	1,69	0,272	6	25	22	10	6
13	III	705	marnă argiloasă de tip Pasieczna (în lentile)	8,21	16,5	37,52	1,72	0,120	4,4	16	6	9	30
14	III	715	argilă	8,03	—	—	5,95	0,046	11,6	90	82	12	45
15	III	800	gresie calcaroasă micacee	8,40	13,73	31,22	1,52	0,232	5,5	32	8	7	25
16	IV	850	argilă roşie	7,60	—	—	11,62	0,041	32,4	161	65	24	48
17	IV	850	argilă verde	7,82	—	—	7,40	0,075	26,4	154	166	11	46
18	IV	860	argilă slab calcaroasă	8	4,06	9,23	7,71	0,202	40	212	146	20	58
19	V	905	gresie calcaroasă micacee	8,02	15	34,11	2,42	0,216	6,8	51	9	14	20

20	V	965	argilă f. slab calcaroasă	8,2	3	6,82	7,09	0,028	30	236	116	32	51
21	V	1 005	argilă	7,9	—	—	6,19	0,025	16,8	94	95	20	45
22	V	1 005	argilă	7,9	—	—	6,31	0,031	22	124	62	15	66
23	V	1 005	calcar gresos	8,12	29,7	67,54	5,80	0,760	9	58	42	5	27
24	VI	1 025	gresie silicioasă	8,12	2	4,55	1,42	0,008	1,4	14	30	3	25
25	VI	1 030	argilă	8,13	1,8	4,09	5,88	0,038	24,4	154	72	36	52
26	VI	1 040	marnă	8,30	25,17	57,23	3,14	0,144	6,4	45	21	12	26
27	VI	1 045	calcar gresos slab micaceu	8,16	32,20	73,20	2,09	0,086	5,2	32	12	5	4
28	VII	1 055	marnă argiloasă cafenie	7,72	13,32	30,27	6,77	0,062	32	256	108	16	38
29	VII	1 065	calcar sideritic (în lentile)	8,15	37,93	86,21	7,46	0,128	6	40	55	5	32
30	VII	1 070	menilit	7,92	2,87	6,53	1,08	0,013	4,3	25	24	2	26
31	VIII	1 100	marnă argiloasă bituminoasă	7,93	16,49	37,48	1,86	0,025	7,6	51	31	6	23
32	IX	1 140	disodile	2,9	—	—	4,83	0,011	7,2	53	64	17	34
33	IX	1 170	marnă argiloasă (lentile)	7,99	19,32	43,91	1,96	0,063	7	42	22	6	11
34	IX	1 200	gresie silicioasă (tip Kliwa)	4,70	—	—	1,76	0,005	2,4	22	23	5	10
35	X	1 280	gresie silicioasă(tip Kliwa)	4,42	—	—	1,24	0,006	3	31	12	1	8
36	X	1 400	marnă (în lentile)	8,21	32,56	74,01	1,76	0,110	5,4	41	37	12	46
37	X	1 400	gresie silicioasă slab micacee (tip Kliwa)	6,6	—	—	1,46	0,010	5,6	59	9	4	12
38	X	1 400	argile disodilice	3,35	—	—	4,53	0,020	7,5	66	74	21	33
39	X	1 490	argilă cenuşie	8,03	2,21	5,02	6,91	0,074	28	254	128	24	50
40	X	1 490	gresie silicioasă (tip Kliwa)	6,80	—	—	1,16	0,013	3,6	23	10	2	10
41	X	1 490	argilă slab calcaroasă	7,95	3,62	8,23	5,68	0,034	15,4	109	102	22	33
42	X	1 535	gresie silicioasă (tip Kliwa)	6,86	—	—	1,36	0,015	2	23	14	4	14
43	X	1 545	marno-calcar (lentile)	8,38	36,84	83,77	3,64	0,208	2,4	19	46	8	16
44	X	1 570	argilă	7,82	2,25	5,12	8,19	0,058	21,2	146	80	26	37
45	XI	1 690	gresie calcaroasă micacee curbicorticală	7,95	13,31	30,26	3,63	0,075	8,4	58	43	8	28
46	XI	1 690	argilă slab calcaroasă	8,22	6,62	15,05	5,33	0,062	14,2	80	44	17	17
47	XI	1 750	gresie calcaroasă micacee curbicorticală	8,20	21	47,75	2,63	0,104	6,4	40	4	10	26
48	XI	1 750	argilă slab calcaroasă	8.10	11	25,01	5,06	0,061	15,6	92	50	19	20

Tabelul nr. 2

Chimismul argilelor

Nr. probei	Denumirea rocii	SiO_2 %	Al_2O_3 %	$SiO_2 : Al_2O_3$ molecular	Pierdere la calcinare %
4	argilă	52,68	20,10	4,4	12,22
5	argilă slab calcaroasă silicioasă	69,65	5,06	23,7	
7	argilă slab calcaroasă silicioasă	71,25	12,55	9,6	
8	argilă vişinie	46,29	12,06	6,5	8,68
9	argilă verde silicioasă	70,08	13,89	8,5	
10	argilă slab calcaroasă	59,32	12,64	7,9	
14	argilă	56,33	17,91	5,3	11,91
16	argilă roşie	51,22	21,27	4,1	7,99
17	argilă verde	54,55	22,10	4,2	8,16
18	argilă slab calcaroasă	47,54	18,59	4,3	
20	argilă foarte slab calcaroasă	53,60	19,05	4,6	
21	argilă	55,99	17,56	5,3	10,43
22	argilă	55,11	19,65	4,7	11,16
25	argilă	55,01	18,09	5,1	
28	marnă argiloasă cafenie	32,69	11,61	4,7	18,34
32	disodile	55,77	16,75	5,6	17,52
38	argile disodilice	62,47	18,91	5,1	9,96
39	argilă cenuşie	49,93	22,14	3,8	
41	argilă slab calcaroasă	54,58	14,72	6,3	
44	argilă	48,75	19,75	4,2	
46	argilă slab calcaroasă	54,04	16,03	5,7	
48	argilă slab calcaroasă	45,88	13,82	5,6	

2 : 1 caolinit, halloysit, muscovit, pirofyllit
3 : 1 beidellit
4 : 1 hidromica
5 : 1 montmorillonit
6 : 1 feldspat alcalin, biotita

În tabelul nr. 2 sînt date conţinuturile de Al_2O_3 şi SiO_2 ale rocilor argiloase din regiune. Calculînd după aceste date raporturile moleculare $SiO_2 : Al_2O_3$ se găsesc următoarele valori :

argile 3,8 — 6,5 $SiO_2 : Al_2O_3$
argile slab calcaroase 4,3 — 7,9 $SiO_2 : Al_2O_3$
disodile 5,1 — 5,6 $SiO_2 : Al_2O_3$
argile slab silicioase 8,5 — 23,7 $SiO_2 : Al_2O_3$

În figura 2 este dată histograma de frecvenţă a valorilor raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$.

Din histogramă se constată că nu apar argile cu valori mai mici ale raportului decît $4SiO_2 : Al_2O_3$. În cazul că argilele cu raportul minim 4 sînt lipsite de amestec de silice individualizată, în compoziţia lor pot exista minerale argiloase din seria hidromica-montmorillonit, rămînînd ca celelalte argile cu raportul mai mare decît 4—5 să reprezinte amestecuri mecanice din aceste minerale argiloase cu silice individualizată. În felul acesta raportul creşte pînă la valoarea 23,7 pentru argila slab calcaroasă silicioasă (eş. 5).

Raportul crește după următoarea succesiune a rocilor argiloase: argile → argile slab → calcaroase → argile disodilice → argile slab silicioase.

S-ar putea ca în amestecul argilelor să intervină și alte minerale argiloase cu raportul $SiO_2 : Al_2O_3 < 4$, care prin faptul că nu sînt pure, ci în amestec mecanic cu diverse proporții de SiO_2 liber, să dea un raport

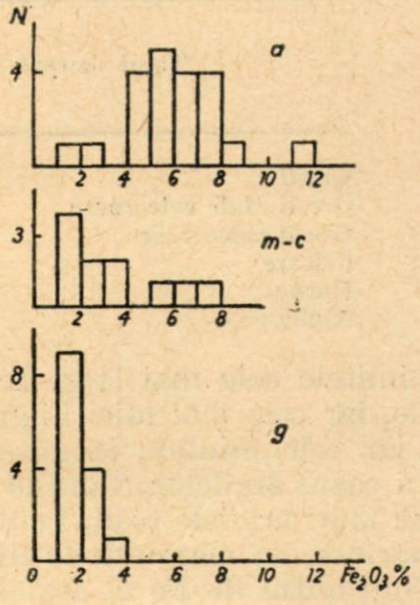
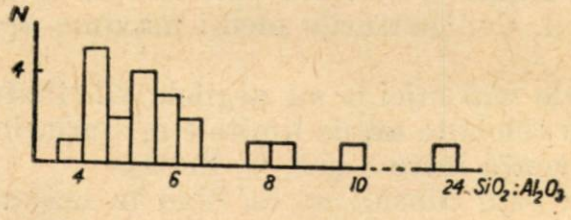


Fig. 3. — Distribuția Fe_2O_3 în gresii (g), → marno-calcare ($m-c$) și argile (a).

Fig. 2. — Histograma raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$.



mai mare decît 4. În acest caz, ne-am fi așteptat să găsim tranziții de la valori mai mici, de exemplu 2 pentru caolinit, la valori mai mari. Histograma însă arată că nu există astfel de tranziție, ea oprindu-se la valoarea 4.

Se cunoaște că diversele minerale argiloase se formează între anumite limite ale valorilor pH-ului mediului. Astfel, după datele indicate de G. I. Teodorovici (citat după (13)) sau de Dorothy Carroll (4), montomorillonitul se formează în medii cu valori ridicate ale pH-ului, superioare valorii 6—7, corespunzătoare calcitului și dolomitului, pe cînd caolinitul la valori mai mici, între pH = 2—7 după G. I. Teodorovici și pH=4 după Dorothy Carroll. Pentru halloysit valorile pH-ului sînt circa 5—7 după G. I. Teodorovici și circa 3—4 după Dorothy Carroll. Din aceste date, ar rezulta că mineralele argiloase aparțin seriei hidromica-montmorillonit.

Determinările cu ajutorul coloranților organici după N. I. Vedeneeva și M. F. Vikulova (18) dau următoarele rezultate:

argila (eș. 4)	conține	hidromica
argila (eș. 8)	„	montmorillonit
argila (eș. 14)	„	caolinit + hidromica
argila (eș. 17)	„	hidromica
argila (eș. 21)	„	hidromica
argila (eș. 22)	„	hidromica
argila (eș. 25)	„	hidromica

Conținutul de fier

Distribuția conținutului de fier în rocile argiloase, marno-calcare și gresii este reprezentată grafic în histograma din figura 3, precum și în tabelul nr. 3

Tabelul nr. 3

Distribuția conținutului în fier

Tipul de rocă	Fe_2O_3 (%)	
	limite de variație	medii aritmetice
Gresii	1,16— 1,70	M_6 = 1,39
Gresii slab calcaroase	1,20— 2,55	M_3 = 2,06
Gresii calcaroase	1,52— 3,63	M_5 = 2,38
Calcare	2,06— 7,46	M_4 = 4,35
Marne	1,72— 6,77	M_7 = 2,98
Argile	1,70—11,62	M_{21} = 6,00

Limitele cele mai largi de variație a conținutului de fier le găsim la argile, iar cele mai mici la gresii. Conținuturile medii maxime apar la argile, iar cele minime la gresii.

În cazul argilelor, valorile cele mai mici le au argilele silicifiate iar cele mai mari argilele roșii. Pentru celelalte argile limitele de variație sînt mai restrînse, cu maximul de frecvență între 5 și 8 % Fe_2O_3.

Conținutul de Fe al argilelor este considerat ca fiind în majoritate adus în mod primar de pe continent, pe particulele argiloase, ca Fe^{3+}.

În cazul rocilor carbonatate, conținutul cel mai ridicat de Fe îl are calcarul sideritic (eș. 29). În aceste roci Fe se găsește sub formă de Fe^{2+}.

În gresii, distribuția fierului are un aspect lognormal, cu maximul de frecvență între 1 și 2 % Fe_2O_3. Gresiile silicioase lipsite de calcit și menilitele au conținuturi mai mici decît acelea cu ciment calcaros.

Raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$

În diagrama triunghiulară din figura 4 este reprezentat raportul elementelor majore sub forma de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3. Pe latura din stînga a triunghiului de proiecție s-au reprezentat raporturile moleculare $SiO_2 : Al_2O_3$ corespunzătoare diverselor minerale argiloase.

Proiecția analizelor arată că majoritatea lor se încadrează, în ceea ce privește raportul $SiO_2 : Al_2O_3$, în jurul valorilor 4—5 cu tranziții către vîrful SiO_2. Aceste tranziții reprezintă deci amestecuri mecanice între mineralele argiloase și silicea individualizată sau eventual și unii silicați nealterați complet.

În diagrama triunghiulară se mai remarcă și faptul că totalitatea proiecțiilor se grupează în apropierea unei drepte ce trece prin colțul SiO_2 și coordonata 0 SiO_2 — 75 Al_2O_3 — 25 Fe_2O_3, ceea ce arată în mod statistic un raport aproape constant între componentele $Fe_2O_3 : Al_2O_3$. Această constanță în Al_2O_3, care reprezintă conținutul de argilă al rocii, și în Fe_2O_3 demonstrează că, într-adevăr, există o origine comună a fierului și argilei, adică Fe a venit de pe continent ca pelicule de hidroxid pe particulele argiloase, rezultate din procesele de alterație.

În lucrarea recentă a lui A. V. Ronov și A. A. Migdisov (11), se arată că, în condiții de climă umedă și caldă și relativă liniște tectonică, alterația este profundă, formîndu-se minerale cu un conținut mic de SiO_2, ca de exemplu caolinit, halloysit, allophan și chiar alumină hidratată liberă. Dimpotrivă, în regimul temperat sau arid alterația este mai puțin profundă și se formează minerale argiloase cu un conținut

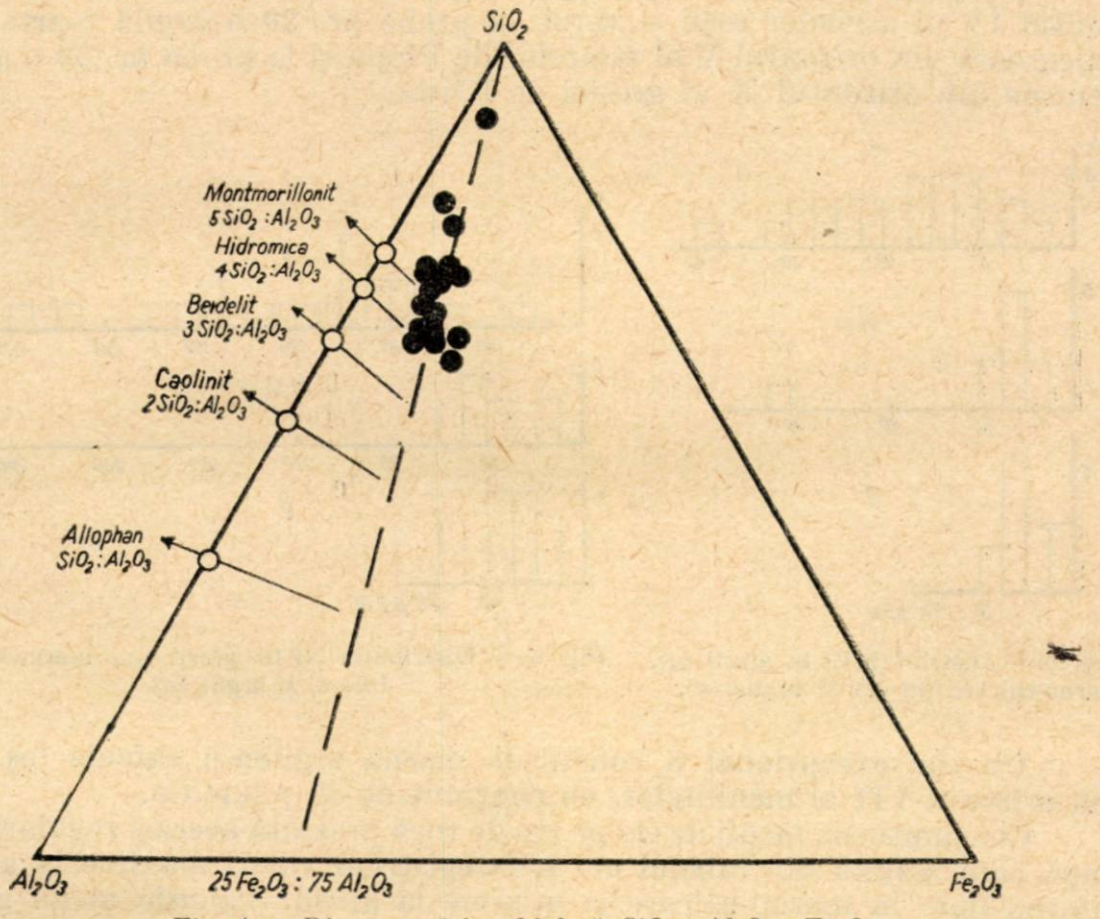


Fig. 4. — Diagrama triunghiulară $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$.

mai mare de SiO_2. Pe de altă parte în diverse lucrări noi, între care și acelea ale lui S. M. Katcenkov (9), se arată rolul preponderent pe care îl joacă hidromicele mai ales în depozitele marine.

Natura mineralelor argiloase din regiunea studiată de noi, și anume cu marea preponderență a hidromicei, este o indicație a unor condiții de alterație nu prea profunde și care nu au dus la formarea de argile refractare sau acumulări de bauxite.

DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR-URMĂ

Elementele Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn prezintă în tipurile de roci cercetate — gresii, marno-calcare, argile, microconglomerate și silicolite — caracterul unor elemente-urmă, așa cum rezultă din histogramele parțiale de frecvență construite după tipul de rocă pentru fiecare element.

Astfel din figura 5, care exprimă distribuţia conţinutului de cobalt, se constată acest caracter de element-urmă. În argile, variaţia conţinutului de Co este mai mare decît în gresii şi marno-calcare. La acestea din urmă maximum de frecvenţă se situează la valorile 5—7 p.p.m.Co, la argile maximum de frecvenţă se extinde pe un interval mai larg 10—20 p.p.m.Co.

Conţinutul maxim de Co apare la probele cu nr. 16, 17, 18 din orizontul IV al argilelor roşii şi verzi, la proba nr. 20 o argilă foarte slab calcaroasă din orizontul V al stratelor de Plopu şi la proba nr. 39 o argilă cenuşie din orizontul X al gresiei de Kliwa.

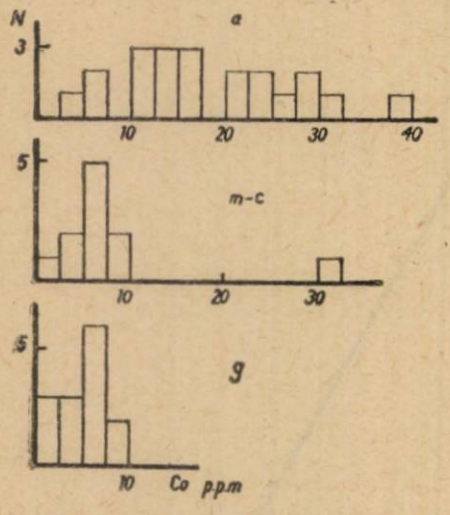


Fig. 5. — Distribuţia Co în gresii (*g*), marno-calcare (*m—c*) şi argile (*a*).

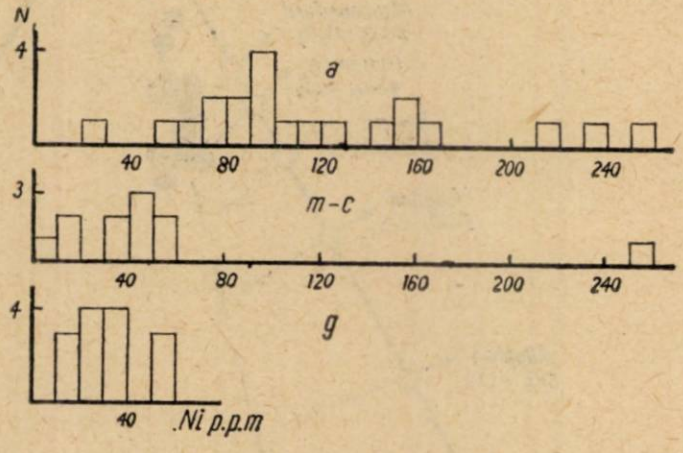


Fig. 6. — Distribuţia Ni în gresii (*g*), marno-calcare (*m—c*) şi argile (*a*).

Un caz excepţional îl constituie marna argiloasă cafenie (eş. 28) din orizonul VII al menilitelor, cu conţinut de 32 p.p.m.Co.

Conţinuturile medii de Co pe tip de rocă prezintă aceeaşi regularitate, după cum rezultă din tabelul nr. 4, înregistrînd valori maxime la argile, intermediare la marno-calcare şi minime la gresii. Valorile medii găsite de noi concordă cu cele din literatură (3), (7), (8).

Tabelul nr. 4

Conţinuturile medii de Co

Tipul de rocă	Co (p.p.m.)		Date bibliografice
	limite de variaţie	medii aritmetice	
Gresii	1,4—5,6	$M_6 = 3$	
Gresii slab calcaroase	4,2—8,6	$M_3 = 6,7$	1—10 J. Green (1959)
Gresii calcaroase	5,5— 8,4	$M_5 = 6,62$	
Calcare	4,2— 9	$M_4 = 6,1$	0,2—2 J. Green (1959)
Marne	2,4—32	$M_7 = 9,3$	
Argile	3,6—40	$M_{21} = 18,33$	12 J. Green (1959)
			19 M. H. Carr (1961)
			23 A.P. Vinogradov (1952)

Creşterea conţinutului de Co în rocile argiloase în raport cu celelalte arată rolul fenomenului de adsorbţie pe care-l joacă, fie natura mineralului argilos, fie prezenţa hidraţilor de Fe, care, după cum a arătat V. M. Göldschmidt (6), prezintă o mare importanţă în geochimia Ni, Co, Cu şi Pb. În calcarul sideritic (eş. 29), unde argila lipseşte iar Fe a apărut primar sub formă de carbonat, procesul de adsorbţie nu mai este evident, conţinutul de Co fiind minim.

Nichelul prezintă o distribuţie analogă (fig. 6), conţinuturile mai mari fiind de asemenea în argile.

Maximum de frecvenţă la gresii este de 20—40 p.p.m.Ni, la marno-calcare de 40—50 p.p.m.Ni, la argile în jur de 90 p.p.m.Ni.

Conţinuturile cele mai mari de Ni apar la aceleaşi probe la care se întîlnesc şi conţinuturi maxime de Co, adică la argilele cu nr. 16, 17, 18, 20, 39 şi la marna argiloasă (eş. 28).

Valorile medii pe tip de rocă sînt consemnate în tabelul nr. 5, alături de datele din literatură.

Tabelul nr. 5

Conţinuturile medii de Ni

Tipul de rocă	Ni (p.p.m.)		Date bibliografice	
	limite de variaţie	medii aritmetice		
Gresii	14— 59	$M_6 = 28,7$		
Gresii slab calcaroase	12— 38	$M_3 = 22,3$	2—10	J. Green (1959)
Gresii calcaroase	25— 58	$M_5 = 41,2$		
Calcare	9— 58	$M_4 = 35$	20	J. Green (1959)
Marne	16— 51	$M_7 = 36$		
Argile	23—254	$M_{21} = 119,76$	95	A. P. Vinogradov (1952)
			110	J. Green (1959)

Conţinuturile mai mari de Ni ale rocilor argiloase arată din nou rolul procesului de adsorbţie. Argilele, mai ales cele montmorillonitice, au proprietatea de a adsorbi mai intens ionii de nichel şi chiar de schimb de ioni, între Ca şi Mg cu cei de Ni. Hidratul feric de asemenea are proprietatea de a adsorbi ionii de nichel. Acest fapt reiese clar din diagrama Fe_2O_3 : Ni (fig. 7), unde proiecţiile analizelor prezintă valori crescute pentru Ni o dată cu creşterea conţinutului de Fe_2O_3. Abateri apar în partea stîngă a diagramei, pentru cazul calcarului sideritic (eş. 29), deoarece în această rocă carbonatată, fierul nu se găsea sub formă de gel de hidroxid feric, ci direct în stare cristalină.

Raporturile dintre Ni şi conţinutul de Fe indică originea comună a acestor două elemente, ele avînd ca şi argila o origine continentală.

Distribuţia manganului este reprezentată în histogramele parţiale din figura 8, de unde rezultă valori mai ridicate pentru gresii şi marno-calcare şi mai mici pentru argile.

La gresii se constată un maximum de frecvenţă pentru 0,02 % Mn, însă limita de distribuţie se extinde pînă la 0,275 % Mn.

Valorile maxime se întîlnesc la gresii slab calcaroase şi calcaroase (eş. 1, 6, 12, 15, 19).

La marne frecvenţa maximă a conţinutului de Mn este cuprinsă între 0,06 şi 0,16 % Mn, cu valori excepţionale la probele 2 şi 23, care sînt calcare gresoase.

Pentru argile maximum de frecvenţă se situează la 0,02 — 0,08% Mn. Valori mai mari apar la două argile slab calcaroase (eş. 5 şi 18).

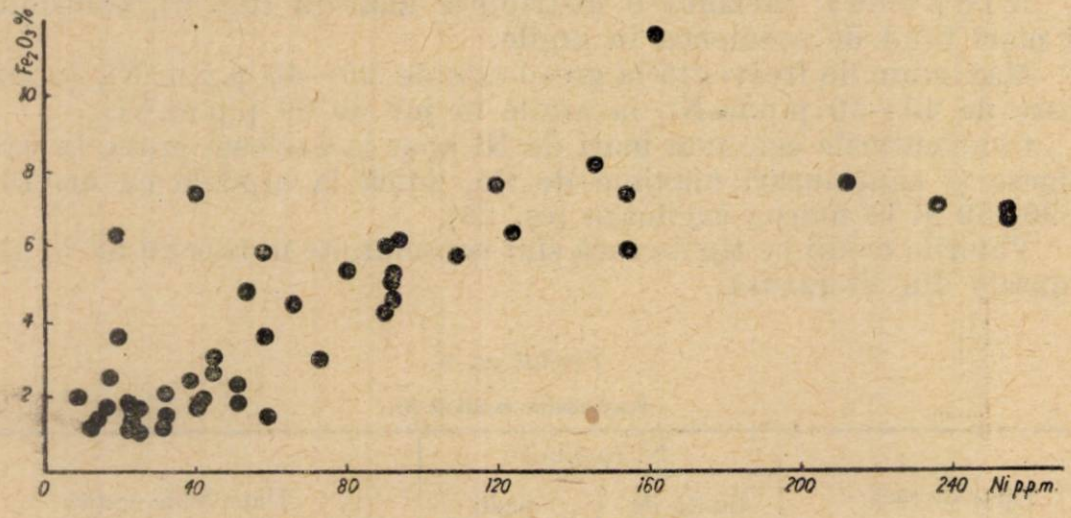


Fig. 7. — Raportul Fe_2O_3 : Ni.

Conţinuturile medii pe tip de rocă, trecute în tabelul nr. 6, arată o creştere a cantităţii de Mn de la argile spre calcare, deci o dată cu creşterea conţinutului de carbonat.

Tabelul nr. 6

Conţinuturile medii de Mn

Tipul de rocă	Mn (%)		Date bibliografice
	limite de variaţie	medii aritmetice	
Gresii	0,005—0,015	M_6 = 0,009	
Gresii slab calcaroase	0,122—0,264	M_3 = 0,202	0,0385 J. Green (1959)
Gresii calcaroase	0,075—0,275	M_5 = 0,180	
Calcare	0,086—0,760	M_4 = 0,322	0,13 J. Green (1959)
Marne	0,025—0,208	M_7 = 0,104	
Argile	0,011—0,202	M_{21} = 0,055	0,03 J. Green (1959)
			0,067 A. P. Vinogradov (1956)

Din datele analitice se constată că, în lipsa carbonaţilor din rocă, conţinutul de Mn este minim, variind de la 0 la 0,1% Mn. Apariţia carbonaţilor în rocă face ca şi conţinutul de Mn să poată crească peste 0,1% Mn, de obicei pînă la 0,3 % Mn. În cazuri excepţionale conţinutul poate creşte şi mai mult (de exemplu la eş. 23 pînă la 0,760 % Mn).

Creșterea clarkeică a manganului este posibilă prin relațiile de izomorfism între Mn^{2+} și Ca^{2+} sub formă de carbonat. Din diagramele lui W. C. K r u m b e i n rezultă că la formarea rocilor cu conținut de $CaCO_3$ în afară de valorile pH-ului, care sînt mai mari decît 7,8, a existat și

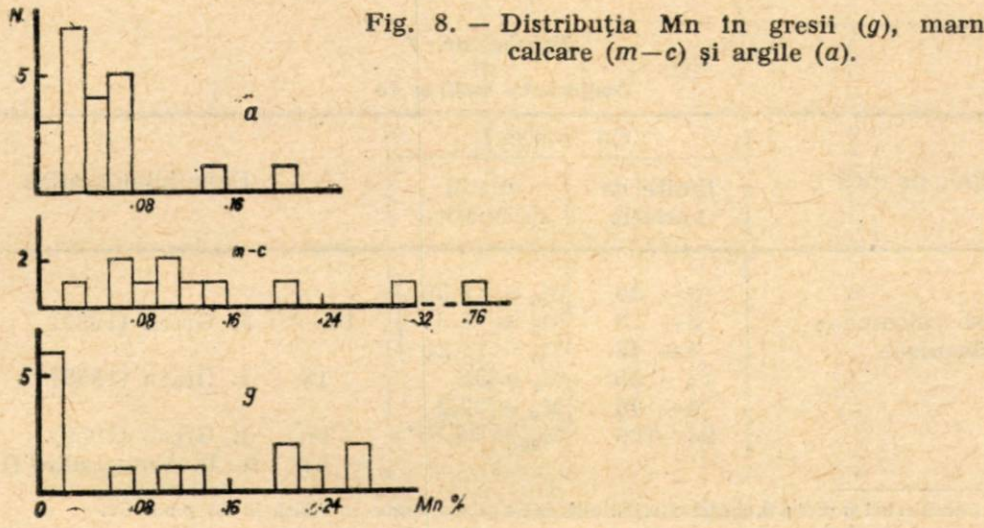


Fig. 8. — Distribuția Mn în gresii (*g*), marno-calcare (*m—c*) și argile (*a*).

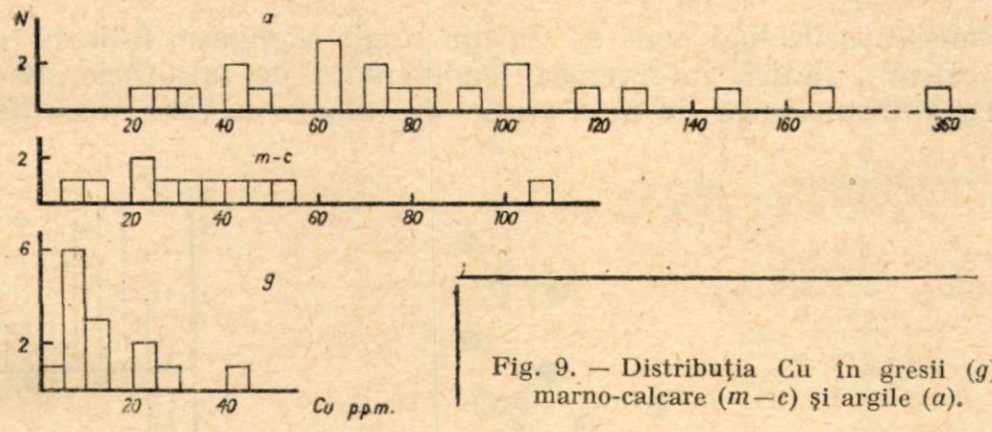


Fig. 9. — Distribuția Cu în gresii (*g*), marno-calcare (*m—c*) și argile (*a*).

un mediu reducător. Aceasta o dovedesc conținuturile de substanță organică rămasă încă în unele roci. Condițiile n-au fost favorabile pentru concentrații minereice.

Manganul nu se evidențiază ca mineral aparte, vizibil în compoziția rocilor, ci rămîne dispersat în compoziția altor minerale, de exemplu în rețeaua calcitei.

Distribuția c u p r u l u i în gresii, marno-calcare și argile se face la fel ca și a Co și Ni. Conținuturi mai mari apar la argile, iar mai mici la gresii și marno-calcare.

După cum rezultă din figura 9, la gresii maximum de frecvență este situat la 5—15 p.p.m.Cu, la marne abia se conturează în jurul valorilor la 20—25 p.p.m.Cu, iar la argile apare mai evident între 40 și 80 p.p.m. Cu.

De remarcat că la argile conținuturile de Cu au o extindere destul de mare, pînă la 170 p.p.m.Cu. Valorile maxime se întîlnesc în majori-

tate la probele cu conţinuturi ridicate de Co şi Ni, adică argilele notate cu nr. 17, 18, 20 şi 39. O valoare cu totul excepţională s-a înregistrat la proba 9, reprezentînd o argilă silicifiată verde, cu 70,08 % SiO_2, din orizontul II al stratelor de Straja, care conţine 358 p.p.m. Cu.

Conţinuturile medii pe tip de rocă sînt consemnate în tabelul nr. 7.

Tabelul nr. 7

Conţinuturile medii de Cu

Tipul de rocă	Cu (p.p.m.)		Date bibliografice
	limite de variaţie	medii aritmetice	
Gresii	9— 30	$M_6 = 16{,}30$	
Gresii slab calcaroase	6— 13	$M_3 = 8{,}33$	10—40 J. Green (1959)
Gresii calcaroase	4— 43	$M_5 = 17{,}20$	
Calcare	12— 55	$M_4 = 35$	18 J. Green (1959)
Marne	6— 46	$M_6 = 27{,}2$	
Argile	24—166	$M_{20} = 78{,}75$*)	90 J. Green (1959)
			57 A. P. Vinogradov (1956)

*) Considerînd şi proba 9, media conţinutului de Cu pentru argile se ridică la 92 p.p.m.Cu.

Conţinuturile mai mari de Cu din rocile argiloase, faţă de gresii şi marno-calcare, indică intervenţia fenomenului de adsorbţie. Acest fenomen rezultă mai clar, în mod grafic, din diagrama Cu : Al_2O_3 (fig. 10),

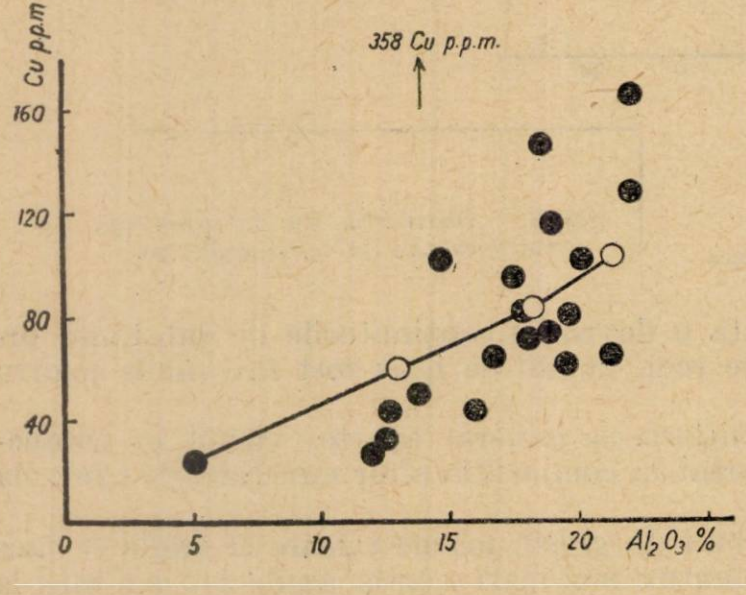


Fig. 10. — Raportul între conţinutul de Al_2O_3 şi Cu în argile.

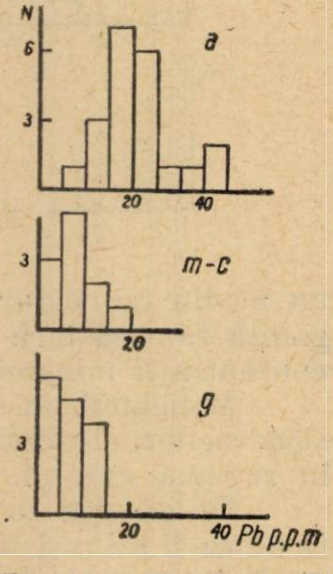


Fig. 11. — Distribuţia Pb în gresii (*g*), marno-calcare (*m—c*) şi argile (*a*).

în care se recunoaşte o creştere a conţinutului de Cu o dată cu cel de Al_2O_3, adică de substanţă argiloasă, atît în ceea ce priveşte valorile par-

ticulare cît și mediile calculate pe clase de cîte 5 % Al_2O_3 (cu excluderea cazului particular eș. 9 cu 358 p.p.m.Cu).

Pentru p l u m b, variațiile de conținut sînt mult mai restrînse, totuși apare evidentă distribuția diferită în cele 3 tipuri de roci (fig. 11).

La gresii maximum de frecvență este situat la valorile cele mai mici 0—5 p.p.m.Pb, la marne la valori crescute 5—10 p.p.m.Pb, la argile la valori și mai mari 15—25 p.p.m.Pb.

Conținutul mediu pe tip de rocă indică aceeași variație (tabelul nr. 8).

Tabelul nr. 8

Conținuturile medii de Pb

Tipul de rocă	Pb (p.p.m.)		Date bibliografice
	limite de variație	medii aritmetice	
Gresii	1— 5	M_6 = 3,16	
Gresii slab calcaroase	9—12	M_3 = 10,7	9 J. Green (1959)
Gresii calcaroase	7—14	M_5 = 9,7	
Calcare	5— 6	M_4 = 5,2	6 J. Green (1959)
Marne	6—16	M_7 = 10	
Argile	7—40	M_{21} = 21,3	20 J. Green (1959)

Din histograma parțială pe tip de rocă (fig. 12), rezultă clar distribuția regulată a z i n c u l u i în gresii, marno-calcare și argile. Există o variație mai mare a valorilor decît la Pb, fără să fie analogă cu a cuprului, însă maximele de frecvență au aceeași succesiune, valori mai mari la argile 30—50 p.p.m.Zn, mijlocii la marno-calcare 25—30 p.p.m. Zn și mai mici la gresii 5—25 p.p.m.Zn.

Conținuturile medii sînt trecute în tabelul nr. 9.

Tabelul nr. 9

Conținuturile medii de Zn

Tipul de rocă	Zn (p.p.m.)		Date bibliografice
	limite de variație	medii aritmetice	
Gresii	8—25	M_6 = 13,16	
Gresii slab calcaroase	20—22	M_3 = 21	16 J. Green (1959)
Gresii calcaroase	6—28	M_5 = 21	
Calcare	2—32	M_4 = 16,2	24 J. Green (1959)
Marne	11—46	M_7 = 27	
Argile	12—66	M_{21} = 42,86	40 J. Green (1959)

Din analiza distribuției elementelor-urmă pe tip de rocă, rezultă că aceasta depinde în mare măsură de natura rocii. Rocile cu conținut de material argilos au cantități crescute de elemente-urmă, ca de exemplu

Co, Ni, Cu, Zn, Pb. Cele silicioase sînt în general lipsite de elemente-urmă, sau cel mult prezintă valori minime. Rocile carbonatice concentrează mai mult Mn.

Conținutul mai ridicat al majorității elementelor-urmă în argile poate fi datorit proprietăților adsorbante ale materialului argilos și hidro-

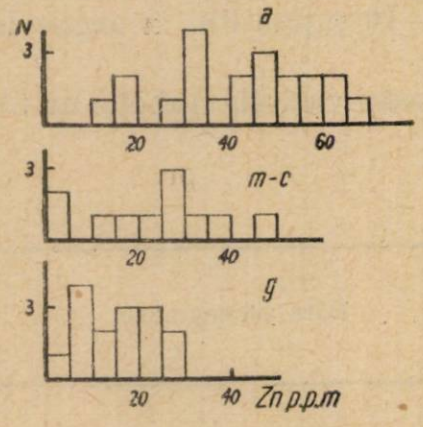
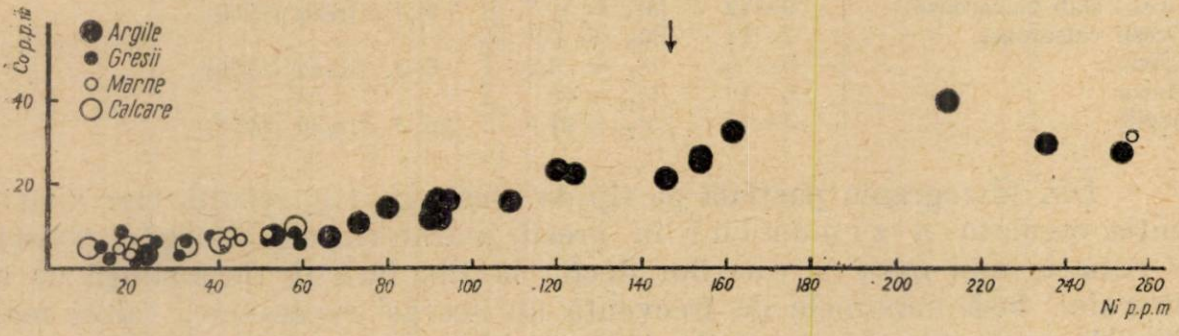


Fig. 12. — Distribuția Zn în gresii (*g*), marno-calcare (*m—c*) și argile (*a*).

Fig. 13. — Raportul Ni : Co.



xizilor de Fe $^{3+}$ și, eventual, existenței unor relații de izomorfism între Fe și elementele Co, Ni, Zn, sau prezenței în mediul marin a organismelor animale ce au capacitatea de a concentra în corpul lor cantități însemnate de Cu și Zn.

CORELAȚII GEOCHIMICE ÎNTRE ELEMENTELE-URMĂ

Raportul Ni : Co

Considerînd mediile aritmetice ale conținutului de Ni și Co ale tuturor probelor din profilul studiat, se găsește că raportul Ni : Co este 6,6.

Din diagrama Ni—Co (fig. 13), se constată că acest raport este aproape constant pentru toate probele, ele distribuindu-se regulat după o linie dreaptă.

Acest raport constant poate indica o origine comună a celor două elemente. Distribuția separată în argile, de aceea din gresii și marno-calcare, arată dependența conținutului de Co și Ni de natura rocii, raportul fiind însă același, indiferent de natura rocii. De aici se poate conchide că raportul Ni : Co nu depinde de cantitatea de substanță argiloasă, calcaroasă sau silicioasă, ci de un alt component major care apare

în diferite proporții în diversele roci sedimentare. Deoarece valorile medii ale conținutului de Fe pe tipul de rocă cresc și descresc la fel cu Co și Ni, așa cum s-a arătat în diagramele acestor două elemente, se evidențiază rolul determinant al conținutului de Fe din rocile analizate. Ca și fierul, aceste elemente adsorbite au în principal o origine continentală.

Asupra mărimii acestui raport, ținînd seama de datele din literatură, se poate considera că valoarea găsită de noi ar putea indica condiții de mare mai puțin adîncă.

În legătură cu aceasta, A. P. Vinogradov (19) găsește pentru rocile sedimentare raportul 4,13.

K. H. Wedephol (20) pentru argilele de mare puțin adîncă indică valoarea raportului Ni : Co = 4,23.

Comparînd acest raport cu raportul Ni : Co = 6,43, găsit de M. Savul și colaboratori (16) pentru rocile din flișul marginal din valea Humorului, se constată că au valori foarte apropiate. Aceasta ar putea indica influența factorilor ce reglau sedimentarea în aria estică a paleogenului de tip marginal, asupra litofaciesului de tranziție de pe valea Moldoviței.

Raportul Cu : Zn : Pb

Diagrama din figura 14, reprezentînd raportul Cu : Zn : Pb, arată că, dintre aceste elemente, cele mai largi variații le prezintă Cu, iar raportul Zn : Pb mai puține, respectiv în jurul valorii 70 Zn : 30 Pb.

Proiecțiile pentru gresiile calcaroase micacee se grupează spre dreapta diagramei, ele arată raportul cel mai mic pentru Cu. Gresiile de Kliwa și menilitele se grupează spre latura de jos a triunghiului de proiecție, avînd deci un raport mai crescut pentru Cu și mai scăzut pentru Pb. Marno-calcarele și argilele se grupează la un loc în limite mai largi, în general cu predominanța cuprului.

Între aceste trei elemente, ordinea generală a raportului este Cu > > Zn > Pb. În mod parțial, pentru argile și marno-calcare este Cu > > Zn > Pb, iar pentru rocile silicioase (gresii și menilite) Zn ⩾ Cu > Pb.

Mediile aritmetice ale raportului Cu : Zn : Pb, în cazul gresiilor (g), argilelor (a), marno-calcarelor ($m-c$) din litofaciesul de tranziție valea Moldoviței, sînt :

gresii (g)	Cu : Zn : Pb =	37,06 : 44,85 : 18,08
argile (a)	Cu : Zn : Pb =	54,58 : 29,39 : 16,03
marno-calcare ($m-c$)	Cu : Zn : Pb =	52,81 : 33,41 : 13,77

DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR-URMĂ PE PROFILUL GEOCHIMIC

Pentru a cerceta distribuția elementelor-urmă în profilul geochimic, s-au construit diagrame (fig. 15, 16, 17) în care s-au trecut pe abscisă concentrația elementelor (în p.p.m.), iar pe ordonată poziția în scara grosimii depozitului (exprimată în m) ale fiecărui strat din care s-a luat proba. În diagrame se menționează prin cifre romane (I—XI) orizonturile la care aparțin probele analizate.

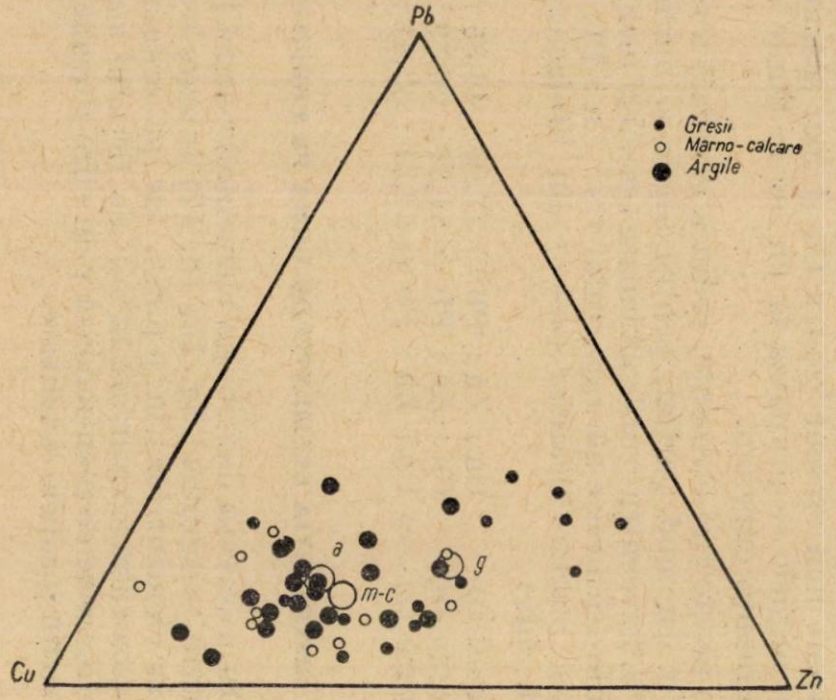


Fig. 14. — Raportul Cu : Zn : Pb.

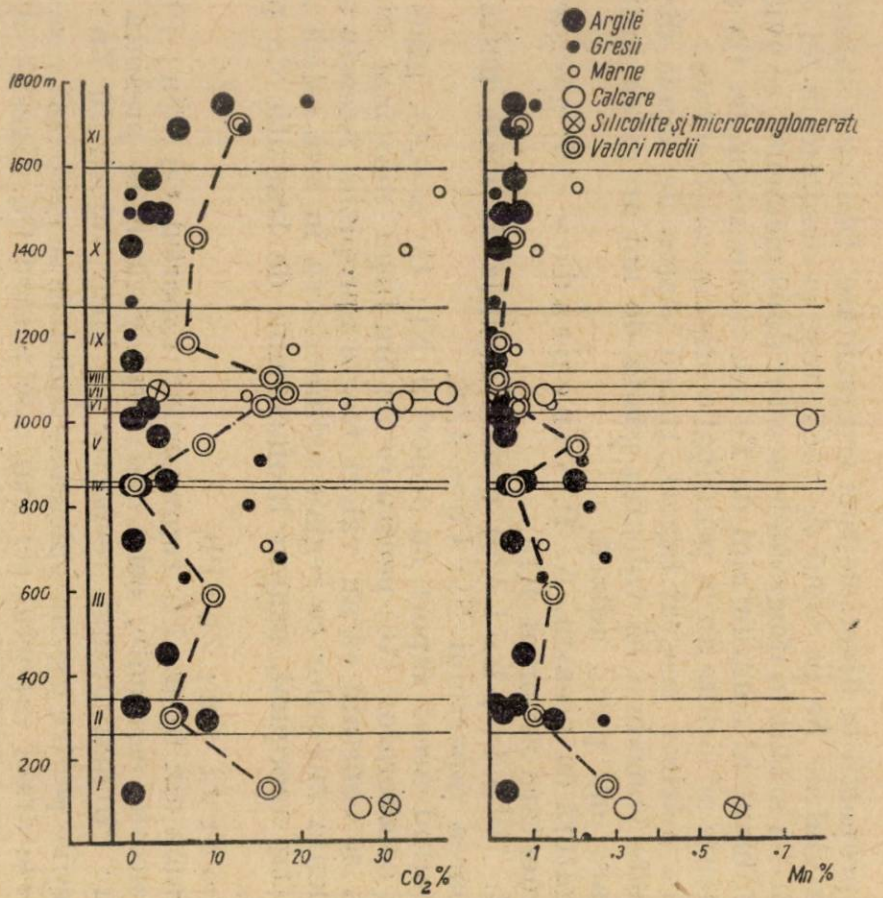


Fig. 15. — Variaţia conţinutului de CO_2 şi Mn în profilul geochimic.

Din figura 15 se constată un oarecare paralelism între curbele valorilor medii, pe orizonturi, pentru CO_2 și Mn. Valorile medii scad de la eocenul inferior și mediu spre cel superior, valorile minime fiind pentru CO_2 la orizontul IV al argilelor roșii și verzi din eocenul superior. Pentru Mn apare același minim la orizontul IV, valori însă ceva și mai scăzute se disting la orizonturile VIII—IX, ale marnelor bituminoase, respectiv ale disodilelor cu lentile de marno-calcare sideritice. În orizonturile VI și VII ale gresiei de Lucăcești și orizontul menilitelor paralelismul dispare, conținutul mediu de CO_2 crește iar cel de Mn scade. Conținutul mai crescut de CO_2 din orizontul VI se explică prin prezența unei marne cu 25,17 % CO_2 și a unui calcar gresos cu 32,2% CO_2, iar cel din orizontul VII unui calcar sideritic cu 37,93% CO_2. Începînd cu orizontul VIII al marnelor bituminoase din oligocenul inferior și cel mediu paralelismul valorilor medii de CO_2 și Mn se restabilește.

În întreg profilul se observă o separare a gresiilor, de argile și marne în funcție de distribuția CO_2 și Mn; marno-calcarele și gresiile calcaroase au valorile cele mai mari. În concluzie deci, distribuția Mn este geochimică nu cronologică depinzînd de natura rocii.

În diagramele din figurile 16 și 17 se distinge un al doilea paralelism între curbele valorilor medii pe orizonturi, privind elementele Fe, Co, Ni, Pb, Zn, Cu.

La acestea se constată valori medii coborîte în orizonturile I—III din eocenul inferior și cel mediu, cu excepția valorii medii pentru Cu din orizontul II, unde argila silicifiată verde (eș. 9) are un conținut excesiv, de 358 p.p.m.Cu.

În orizontul IV al argilelor roșii și verzi din eocenul superior,valorile medii prezintă maxime pentru elementele Fe, Co, Ni, Pb, Zn, Cu și minime pentru conținutul de Mn.

În orizonturile V—VI conținutul mediu scade, urmează o creștere ușoară în orizontul VII, cu excepția plumbului la care valoarea medie continuă să scadă. În orizonturile VIII—XI, deci de la oligocenul inferior și mediu spre cel superior, valorile medii se mențin la nivele apropiate.

Din aceste diagrame (fig. 16 și 17) rezultă că în special argilele reprezintă conținutul cel mai ridicat în elemente-urmă. Totuși, majoritatea argilelor din orizonturile I—III au concentrări ceva mai mici decît în restul profilului. Acestea, după cum rezultă din tabelul nr. 2, au un conținut mai ridicat de SiO_2 care ajunge pînă la 71,25%, diluînd substanța argiloasă. De asemenea unele dintre ele au un caracter slab calcaros, deosebit de al argilelor din orizonturile IV—VIII. În orizonturile IX—XI cîteva argile slab calcaroase și argile disodilice, au conținuturi de elemente-urmă comparabile cu cele din orizonturile I—III. Aceasta face ca în orizontul agrilelor roșii și verzi să avem valorile medii maxime. Valorile medii minime sînt la toate elementele considerate fie în orizontul VIII, fie în orizontul IX al marnelor bituminoase, respectiv al disodilelor cu lentile de marno-calcare sideritice, din oligocenul inferior și cel mediu; excepție face Cu la care valoarea medie minimă este la orizontul III al gresiei micacee și lentilelor de marne de tip Pasieczna.

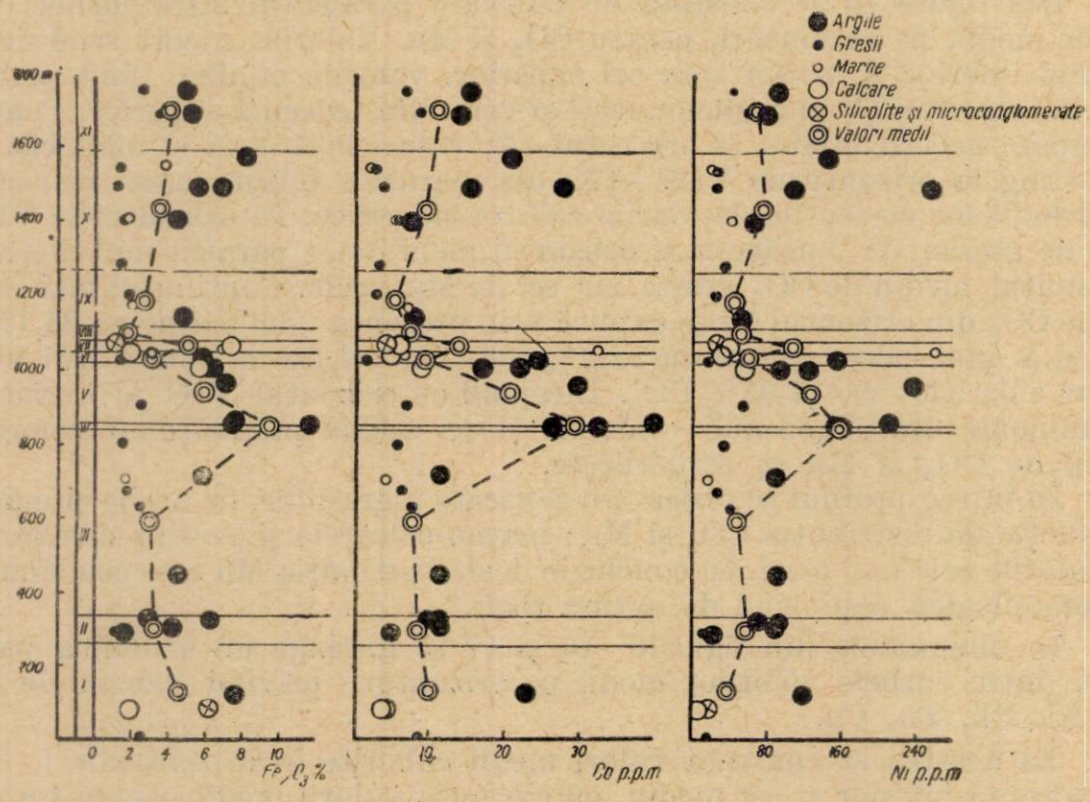


Fig. 16. — Variaţia conţinutului de Fe_2O_3, Co şi Ni în profilul geochimic.

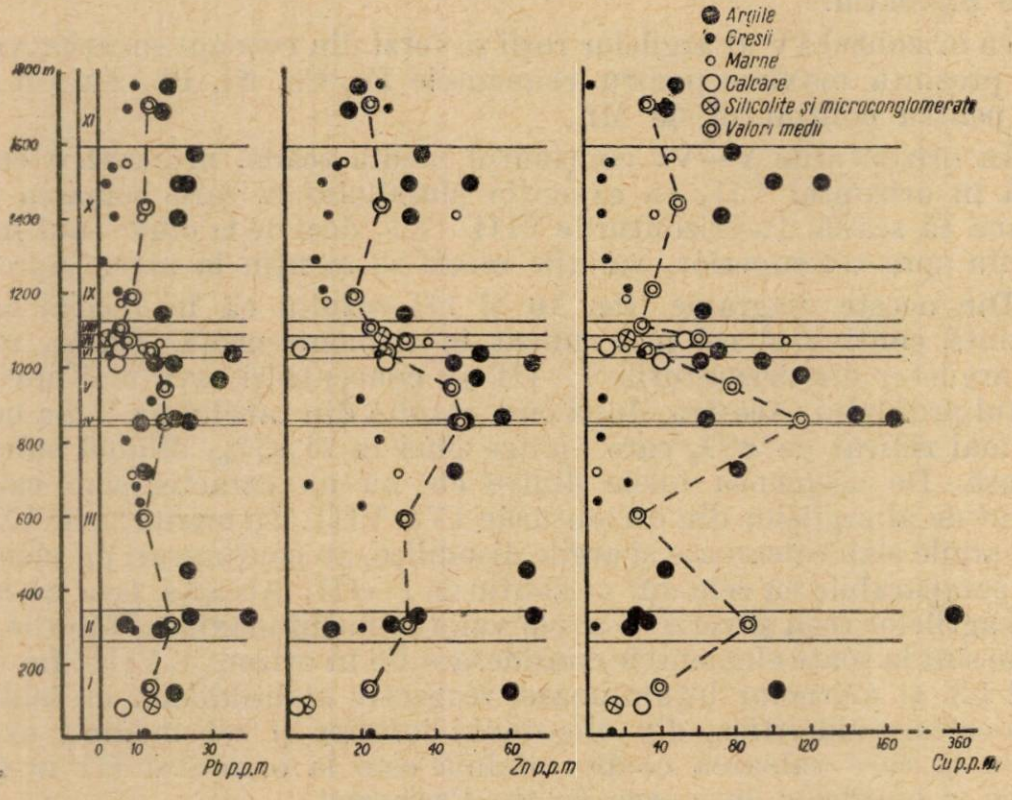


Fig. 17. — Variaţia conţinutului de Cu, Zn şi Pb în profilul geochimic.

Deci şi pentru elementele Co, Ni, Pb, Zn, Cu nu apare o distribuţie cronologică, ci se evidenţiază una ce depinde de natura rocilor care formează un orizont şi de predominarea unuia sau altuia din tipurile de rocă ce intră în alcătuirea profilului geochimic.

VARIAŢIA FACIALĂ A CONŢINUTULUI DE ELEMENTE-URMĂ

Distribuţia facială a elementelor-urmă cercetate rezultă din variaţia conţinutului mediu al elementelor în raport cu natura gresoasă, argiloasă, marnoasă şi calcaroasă a depozitului În acest scop s-a reprezentat în figura 18 pe abscisă spectrul petrografic, iar pe ordonată conţinutul mediu al elementelor-urmă pentru gresii, argile, marne şi calcare.

Comparînd curbele ce exprimă variaţia facială se constată că Fe, Co, Ni, Cu, Pb şi Zn se găsesc în cea mai mare cantitate în argile, cea mai mică în gresii şi calcare şi intermediar în marne.

În acord cu E. D. Goldberg şi G.O.S. Arrhenius (5) elementele-urmă Ni, Co, Pb, Cu, Zn pot fi reţinute în mineralele argiloase prin adsorbţie sau printr-un mecanism ionic de schimb.

Unele abateri ale curbelor faciale se observă la Fe şi Cu, în cazul a două calcare. Conţinutul mediu mai ridicat de Fe în calcare se datoreşte prezenţei unor calcare sideritice.

În ceea ce priveşte conţinutul de Mn, se recunoaşte un raport invers; în rocile unde conţinutul de Co, Ni, Cu, Pb, Zn este maxim, cel de Mn este minim. Manganul prezintă cel mai mare conţinut în calcare şi cel mai mic în argile. Variaţia facială a manganului este analogă însă cu aceea a CO_2, deci Mn este legat de carbonaţi şi nu de fracţiunea argiloasă.

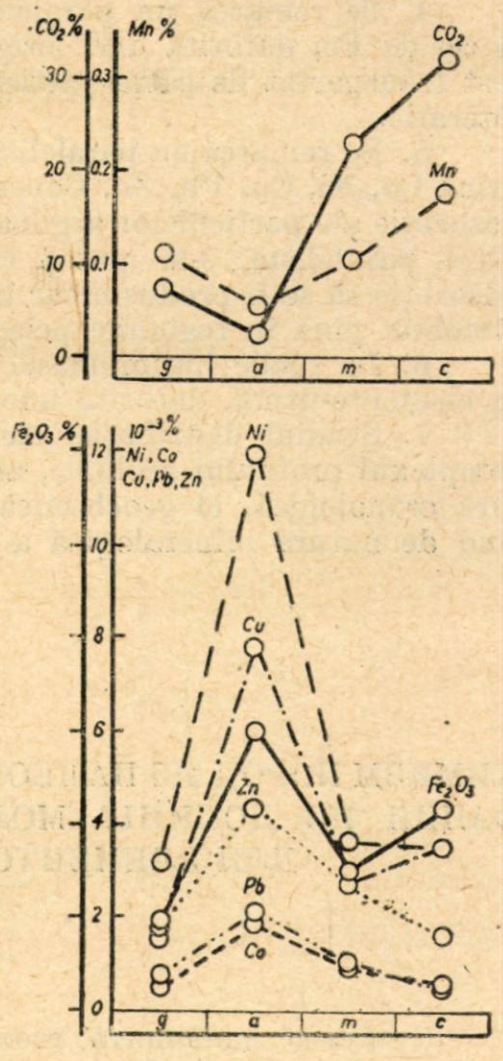


Fig. 18. — Variaţia facială a conţinutului mediu de Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mn.

CONCLUZII

1. Rocile din regiunea valea Moldoviţei — Moldova de nord sînt constituite din argile, marno-calcare, gresii, la care se asociază şisturi disodilice şi menilite.

2. Argilele sînt constituite din minerale argiloase în amestecuri mecanice cu silice liberă, în raporturi moleculare mai mari de 4 $SiO_2 : Al_2O_3$.

Natura depozitelor argiloase arată o alteraţie care n-a înaintat la stadii prea profunde, din cauza condiţiilor tectonice de mişcare a scoarţei.

3. Depozitele argiloase roşii şi verzi sînt, în mod excepţional, mult mai bogate în fier şi elemente-urmă. Cantităţile mai ridicate de Ni şi Co nu sînt datorite faptului că aceste depozite argiloase ar fi de mare adîncă şi îndepărtată, la care ar fi contribuit pulberea cosmică. Raportul Ni : Co este acelaşi ca şi pentru toate celelalte roci sedimentare din regiune şi cu totul diferit de raportul Ni : Co de origine cosmică.

4. Se remarcă un paralelism între conţinuturile de Al ale rocilor şi cel de Fe, datorită unei origini comune continentale a lor. Fierul a fost transportat de către particulele argiloase rezultate prin procesele de alteraţie.

5. Se remarcă un paralelism între conţinuturile de Fe şi de elemente-urmă Co, Ni, Cu, Pb, Zn. Concentrarea lor se datoreşte proprietăţilor de adsorbţie ale particulelor argiloase şi ale hidraţilor ferici. Avînd în vedere acest paralelism, s-ar putea ca cel puţin o parte din fenomenele de adsorbţie să se fi produs chiar în etapa continentală, particulele de argilă circulînd pînă în regiunile pelagice cu aceste elemente.

6. La rocile bituminoase, nu se recunoaşte o îmbogăţire deosebită în elemente-urmă, datorită unor procese biochimice.

7. Studiul distribuţiei elementelor-urmă, fie luate separat, fie în complexul profilului geologic, arată că această distribuţie nu este de natură cronologică, ci geochimică, conţinuturile de elemente-urmă depinzînd de natura mineralogică a rocilor gazdă.

Secţia de geochimie, geologie şi geografie,
Filiala Iaşi a Academiei R.P.R.

ХИМИЗМ ПОРОД ИЗ ПАЛЕОГЕНОВОГО ФЛИША В ПЕРЕХОДНОЙ ФАЦИИ ИЗ ДОЛИНЫ МОЛДОВИЦЕЙ (СЕВЕРНАЯ МОЛДОВА) ДЛЯ ЭЛЕМЕНТОВ Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn

РЕЗЮМЕ

С целью дополнить геохимическое исследование палеогенового флиша и получить полное представление о распределении некоторых микроэлементов в литологических разновидностях палеогеновых синхроничных осадков флишевой геосинклинали, авторы занимаются исследованием палеогеновых отложений переходной литофации, относящихся к распределению Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn.

Породы, образующие исследуемый разрез, представлены глинами, мергелистыми известняками, песчаниками, к которым присоединяются менилитовые и диссодиловые сланцы.

Для уточнения химизма этих пород авторы определили следующие макроэлементы: SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3 и CO_2.

Молекулярное отношение SiO_2: Al_2O_3 в глинах имеет значение не менее $4SiO_2$: Al_2O_3, указывая на преобладание глинистых минералов ряда гидрослюда — монтмориллонит. Наличие таких минералов указывает на наличие некоторых незначительных условий выветривания.

Распределение микроэлементов зависит от характера горной породы. Породы, содержащие глинистые материалы, имеют повышенное содержание Co, Ni, Cu, Pb, Zn. Кремнистые породы вообще лишены микроэлементов или же содержат их в минимальных количествах. Карбонатные породы имеют самую большую концентрацию марганца.

Следует отметить параллелизм между содержанием **Fe** и микроэлементами **Co, Ni, Cu, Pb, Zn**, их концентрация в глинах обусловлена адсорбционной способностью глинистых частиц и гидрата окиси железа.

Распределение микроэлементов либо отдельно, либо в комплексе геологического разреза носит не хронологический, а геохимический характер.

Некоторые геохимические соотношения между микроэлементами, как например отношение **Ni: Co** или **Cu: Pb: Zn** аналогичны для всех трех зон палеогенового флиша.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Стратиграфическая колонка палеогеновых отложений в долине Молдовицей (по Л. Ионеси).

Рис. 2. — Гистограмма молекулярного отношения SiO_2 : Al_2O_3.

Рис. 3. — Распределение Fe_2O_3 в песчаниках (g), в мергелистых известняках (m — c) и глинах (a).

Рис. 4. — Треугольная диаграмма SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3.

Рис. 5. — Распределение Co в песчаниках (g), мергелистых известняках (m—c) и глинах (a).

Рис. 6. — Распределение Ni в песчаниках (g), мергелистых известняках (m — c) и глинах (a).

Рис. 7. — Отношение Fe_2O_3 : Ni.

Рис. 8. — Распределение Mn в песчаниках (g), мергелистых известняках (m — c) и глинах (a).

Рис. 9. — Распределение Cu в песчаниках (g), мергелистых известняках и глинах (a).

Рис. 10. — Отношение содержаний Al_2O_3 и Cu в глинах.

Рис. 11. — Распределение Pb в песчаниках (g), мергелистых известняках (m — c) и глинах (a).

Рис. 12. — Распределение Zn в песчаниках (g), мергелистых известняках (m — c) и глинах (a).

Рис. 13. — Отношение Ni: Co.

Рис. 14. — Отношене Cu : Zn : Pb.

Рис. 15. — Изменение содержания CO_2 и Mn в геохимическом разрезе.

Рис. 16. — Изменение содержания Fe_2O_3, Co и Ni в геохимическом разрезе.

Рис. 17. — Изменение содержания Cu, Zn, Pb в геохимическом разрезе.

Рис. 18. — Фациальное изменение среднего содержания Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mn.

LE CHIMISME DES ROCHES DU FLYSCH PALÉOGÈNE DANS LE FACIÈS DE TRANSITION DE LA VALLÉE DE MOLDOVIŢA – MOLDAVIE DU NORD – POUR LES ÉLÉMENTS Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn

RÉSUMÉ

Afin de compléter l'étude géochimique du Flysch paléogène et d'avoir une image d'ensemble sur la répartition de certains éléments-trace dans les variétés lithologiques des sédiments paléogènes déposés simultanément dans le géosynclinal du Flysch, les auteurs ont étudié les sédiments paléogènes du lithofaciès de transition, en ce qui concerne la distribution des éléments Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn.

Les roches constituant le profil étudié sont : les argiles, les marnes calcaires, les grès, auxquels sont associés les schistes disodiliques et les ménilites.

Pour être à même de préciser le chimisme de ces roches, on a déterminé une série de composantes majeures tels que : SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3 et CO_2.

Le rapport moléculaire $SiO_2 : Al_2O_3$ dans l'argile n'a pas de valeur inférieure à 4, ce qui indique la prédominance des minéraux argileux de la série Hydromique-Montmorillonite. L'existence de ces minéraux indique la présence de certaines conditions d'altération pas trop profonde.

La distribution des éléments-trace dépend de la nature des roches. Les roches argileuses ont des teneurs plus élevées en Co, Ni, Cu, Pb, Zn. Les roches siliceuses sont en général dépourvues d'éléments-trace ou en contiennent un minimum. Les roches carbonatiques sont plus riches en manganèse.

On observe un parallélisme entre la teneur en Fe et les éléments-trace Co, Ni, Cu, Pb, Zn, leur concentration en argile étant due aux propriétés adsorbantes des particules argileuses et de l'hydroxyde de fer.

La distribution des éléments-trace étudiés soit séparément, soit dans le complexe géologique, est de nature géochimique et non chronologique.

Certaines corrélations géochimiques entre les éléments-trace comme par exemple le rapport Ni : Co ou Cu : Pb : Zn sont analogues pour les trois zones du Flysch paléogène.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Colonne stratigraphique par les dépôts paléogènes de la vallée de Moldoviţa (d'après L. Ionesi).

Fig. 2. — Histogramme du rapport moléculaire $SiO_2 : Al_2O_3$.

Fig. 3. — Distribution du Fe_2O_3 dans les grès (*g*), les marnes calcaires (*m—c*) et les argiles (*a*).

Fig. 4. — Diagramme triangulaire $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$.

Fig. 5. — Distribution du Co dans les grès (*g*), les marnes calcaires (*m—c*) et les argiles (*a*).

Fig. 6. — Distribution du Ni dans les grès (*g*), les marnes calcaires (*m — c*) et les argiles (*a*).
Fig. 7. — Rapport Fe_2O_3 : Ni.
Fig. 8. — Distribution du Mn dans les grès (*g*), les marnes calcaires (*m—c*) et les argiles (*a*).
Fig. 9. — Distribution du Cu dans les grès (*g*), les marnes calcaires (*m—c*) et les argiles (*a*).
Fig. 10. — Le rapport entre les teneurs en Al_2O_3 et en Cu des argiles.
Fig. 11. — Distribution du Pb dans les grès (*g*), les marnes calcaires (*m—c*) et les argiles (*a*).
Fig. 12. — Distribution du Zn dans les grès (*g*), les marnes calcaires (*m—c*) et les argiles (*a*).
Fig. 13. — Rapport Ni : Co.
Fig. 14. — Rapport Cu : Zn : Pb.
Fig. 15. — Variation de la teneur en CO_2 et en Mn dans le profil géochimique.
Fig. 16. — Variation de la teneur en Fe_2O_3, Co et Ni dans le profil géochimique.
Fig. 17. — Variation de la teneur en Cu, Zn et Pb dans le profil géochimique.
Fig. 18. — Variation sur faciès de la teneur moyenne en Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mn.

BIBLIOGRAFIE

1. Бобко Е. В., *Определение малых количеств марганца в почвах, растительных и животных организмах по Лаврухиной*, Глава в книге *Агрохимические методы исследования почвы*, Москва, АН СССР, 1954, 270.
2. — *Определение малых количеств цинка в почвах, растительных и животных организмах по Бергману*. Глава в книге *Агрохимические методы исследования почвы*, Москва, АН СССР, 1954, 280—288.
3. Carr M. H. a. Turekian K. K., *The geochemistry of cobalt*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, **23**, *1/2*, 9—60.
4. Carroll Dorothy, *Role of clay minerals in the transportation of iron*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, **14**, 1—27.
5. Goldberg E. D. a. Arrhenius G.O.S., *Chemistry of Pacific pelagic sediments*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, **13**, *2/3*, 153—212.
6. Goldschmidt V. M., *Geochemistry*, Ed. by A. Muir, Oxford, 1954.
7. Green Jack, *Geochemical table of the elements for 1959*, Bull. of Geol. Soc. America, 1959, **70**, 1127—1184.
8. Катченков С. М., *Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях*, Гостоптехиздат, Ленинград, 1959.
9. — *О распределении химических элементов в глинах и глинистых минералах*, Геохимический сборник, 1961, **7**, *174*, 98—108.
10. Книпович Ю. Н. и Морачевский Ю. В., *Анализ минерального сырья*, Ленинград, 1956, 427.
11. Ронов А. В. и Мигдисов А. А., *Соотношение кларковых и рудных концентраций аллюминия в осадочном цикле*, Международный геологический конгресс. XXI сессия, 1960.
12. Рухин Л. Б., *Основы литологии*, Гостоптехиздат, Москва, 1953, 116.
13. * * * *Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях*. Гл. в книге *Методы изучения осадочных пород*, Геол. Инст. АН СССР, ВСЕГЕИ, 1957, **II**, 157—185.
14. Sandell E. B., *Colorimetric determination of traces of metals*, 1950, 469.
15. Savul M., Botez C., Jeanrenaud P. şi Ionesi L., *Geochimia elementelor minore: Cu, Pb, Zn, din flişul paleogen în facies de Tarcău şi Fusaru — Valea Tarcăului (Carpaţii orientali)*, Stud. şi cercet. şt. chim. Iaşi, 1958, **IX**, *1*, 57—81.
16. Savul M., Botez C., Ionesi L. şi Nacu Al., *Distribuţia unor elemente în depozitele senoniene, eocene şi oligocene din flişul marginal al Carpaţilor orientali din Moldova de nord — Valea Humorului*, Stud. şi cercet. şt. chim. Iaşi, 1960, **XI**, *2*, 227 — 262.

17. SAVUL M., BOTEZ C. şi NACU AL., *Cu, Zn şi Pb ca elemente urmă în rocile din zona flişului marginal din Carpaţii orientali — Valea Humorului*, Stud. şi cercet. şt. chim. Iaşi, 1961, **XII**, *1*, 69—85.
18. ВЕДЕНЕЕВА Н. И., ВИКУЛОВА М. Ф., *Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии*, Москва, 1952.
19. ВИНОГРАДОВ А. П., *Закономерности распределения химических элементов в земной коре*, Геохимия, 1956, **I**, 5—52.
20. WEDEPHOL K. H., *Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefsee-Tonen aus dem Atlantik*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960, **18**, 200—231.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL MINERALOGIC AL ZĂCĂMINTELOR DE MANGAN DE LA RĂZOARE ȘI DELINEȘTI

DE

DAN GIUȘCĂ

Comunicare prezentată de N. PETRULIAN, *membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 13 martie 1962*

Trecerea la explorarea și exploatarea zăcămintelor primare de mangan a prilejuit observații noi asupra asociațiilor de minerale din aceste zăcăminte, datorită lucrărilor miniere și forajelor executate de curînd.

Lentila de minereu de mangan din valea Cufoaiei, la Răzoare, a cărei zonă de oxidație a fost extrasă în trecut în întregime, este deschisă astăzi la trei nivele. Profilele de detaliu arată o mare variație paragenetică. Cele mai răspîndite minerale sînt rodonitul, knebelitul, danemoritul, rodocrozitul ferifer, magnetitul și apatitul. În mai multe puncte ale minei au fost observate crăpături mineralizate cu silicați coloidali de fier și mangan. Aceștia formează pe alocuri o rețea neregulată de vine subțiri, ocupînd întreg frontul galeriei, cu zone de îngroșare de 2—3 cm. Ele străbat atît masa de carbonați, cît și variatele parageneze silicatate. Blocurile detașate sînt deseori învăluite într-o crustă de silicați coloidali de culoare brună-roșcată închis.

Îndeosebi în zonele de îngroșare, se observă parageneze mai variate și o structură zonară bilaterală (pl. I, fig. 4). Zona externă este alcătuită din silicați negri, cu reflexe interne brune-roșcate, ușor friabili, cu urma brună-roșcată, avînd aspectul smoalei. Urmează o fîșie de carbonați de culoare albă sau cenușie, cu structura granulară, radiară sau sferulitică. Zona centrală, cu o grosime de 1—2 cm, este alcătuită dintr-o masă compactă de silicat de fier de culoare neagră cu urma măslinie. În partea sa mediană se găsesc depuneri larg cristalizate de rodocrozit roz, uneori de goethit și rodocrozit. Cristale mărunte tabulare de goethit tapisează micile caverne

în masa oxizilor de fier. Aceștia din urmă arată prin transmisie o culoare roșie, în timp ce cristalele au culoarea brună-roșcată.

Dispoziția planparalelă a depunerilor este deranjată de prezența unor fragmente centimetrice din minereul primar, prinse în masa silicaților ; conturul fîșiilor externe de carbonați devine în acest caz foarte sinuos (pl. I, fig. 3). Depunerile centrale de carbonați au de regulă un caracter lentiliform sau sînt vizibile sub formă de mici pungi izolate (pl. I, fig. 2).

Mineralul negru, cu reflexe brune-roșcate este optic izotrop ; cînd se prezintă în vinișoare subțiri se dezvoltă uneori în masa sa lamele birefringente îndoite. Greutatea specifică a două probe a fost de 2,85, respectiv 2,88. Indicele de refracție al mineralului izotrop variază ; au fost determinate pe trei probe următoarele valori : 1,520—1,540, 1,585, 1,594—1,601 ; limitele extreme de variație sînt deci 1,520 și 1,601. Analiza chimică, limitată la determinarea SiO_2, Fe_2O_3, FeO, MnO și H_2O arată că acest mineral este un silicat de fier și mangan cu un conținut ridicat de apă.

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a hisingeritului manganifer de la Răzoare *)

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	32,18	32,74	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat
Fe_2O_3	30,16	28,93	33,15	35,42	32,44	37,93
FeO	8,63	7,75	4,00	1,05	0,51	0,95
MnO		11,20	6,70	9,56	13,42	11,82
CaO+MgO	9,72	nedeterminat	nedeterminat			
H_2O+	19,12	9,75	,,	8,84	10,99	8,44
H_2O-		5,15	,,	7,56	8,89	8,09

*) Analist : D. Giușcă.
Notă. 1, Hisingerit. Elveția, citat de F. V. Ciuhrov. 2—6, Hisingerit manganifer, Răzoare.

Conținutul în fier feros este de regulă redus, în jur de 1% ; creșterea sa este compensată fie printr-o scădere corespunzătoare în MnO, fie printr-o scădere a conținutului în Fe_2O_3. Aceste date sînt suficiente pentru a caracteriza mineralul izotrop ca *hisingerit manganifer*.

Analiza sa termică diferențială arată un puternic efect endoterm, al cărui apex este la 170—190°, corespunzător deshidratării. Slabele efecte observate la temperaturi peste 600° corespund probabil transformărilor suferite de oxidul de mangan. Impuritățile carbonatate ale unora din probe se fac resimțite prin efecte endoterme la 540—580°, urmate de efectele exoterme caracteristice oxidării fierului și manganului (fig. 1).

Diagrama Debye a produsului deshidratat la 200° este similară cu cea a metahaloisitului.

Spectrul de pulbere al melanolitului deshidratat
melanolit deshidratat metahaloisit

d.	intensitatea	d.
7,16 Å	ft	7,17
4,67	fs	
3,53	t	3,57
2,79	s	
2,66	s	2,55
2,46	s	2,49
2,14	s	2,12
1,91	m	
1,80	m	
1,52	ft	1,52
1,41	m	1,49
1,37	s	

Notă. ft = f. intens; fs = f. slab; *t* = intens; *m* = mijlociu; *s* = slab.

Lamelele birefringente ce se observă în unele probe au indicele Np practic egal cu al hisingeritului iar birefringența maximă ~ 0,025. Unghiul axelor este mijlociu iar semnul optic negativ. Policroismul este slab, cu o absorbție mai accentuată după Ng. Nu s-a reușit obținerea unei diagrame de pulbere, datorită proporției reduse față de hisingerit. Din datele prezentate, concludem totuși că aceste lamele sînt de *canbyit*, considerat ca forma cristalină echivalentă hisingeritului.

Silicatul cel negru cu urma măslinie are greutatea specifică de 3,05 iar refringența 1,625—1,640. Analiza chimică a două probe pune în evidență un conținut de oxid de fier total mult mai ridicat — 50,72, respectiv 53,14%; conținutul în FeO este de 24,12, respectiv 26,07%, în timp ce conținutul în oxid de mangan de numai 6,76, respectiv 4,64%. Dacă apa ce se degajă peste 100° se menține în jur de 9%, apa eliminată la 105° este de numai 2,4%. Acest chimism se deosebește de ceea ce a fost determinat pentru hisingerit și se apropie de chimismul *melanolitului*.

Tabelul nr. 2

Compoziția chimică a melanolitului de la Răzoare *)

	1	2	3
SiO_2	30,90	30,12	35,24
Al_2O_3	3,50	nedeterminat	4,48
Fe_2O_3	24,17	23,92	23,13
FeO	26,07	24,12	25,09
MnO	4,63	6,76	
Na_2O	nedeterminat	nedeterminat	2,85
H_2O+	9,34	8,80	
H_2O-	2,42	2,43	10,21

*) Analist: D. Giușcă.
Notă. 1 și 2. Răzoare. 3. Citat de C. Doelter; melonalit de la Charleston, Massachusets, analist Wurtz.

Analiza termică diferențială scoate în relief transformări legate de acest chimism. Efectul endotermic de la 150—160° este dat de deshidratarea mineralului; produsul deshidratat la 200° arată și în cazul acesta liniile similare metahaloisitului. O largă buclă exotermă între 650 și 1 000° este determinată de oxidarea lentă a fierului feros. Într-o altă probă se face resimțită prezența carbonaților printr-un efect endoterm la 680° care întrerupe efectul datorit procesului de oxidare ce se manifestă la temperatură mai ridicată printr-o buclă largă (fig. 1).

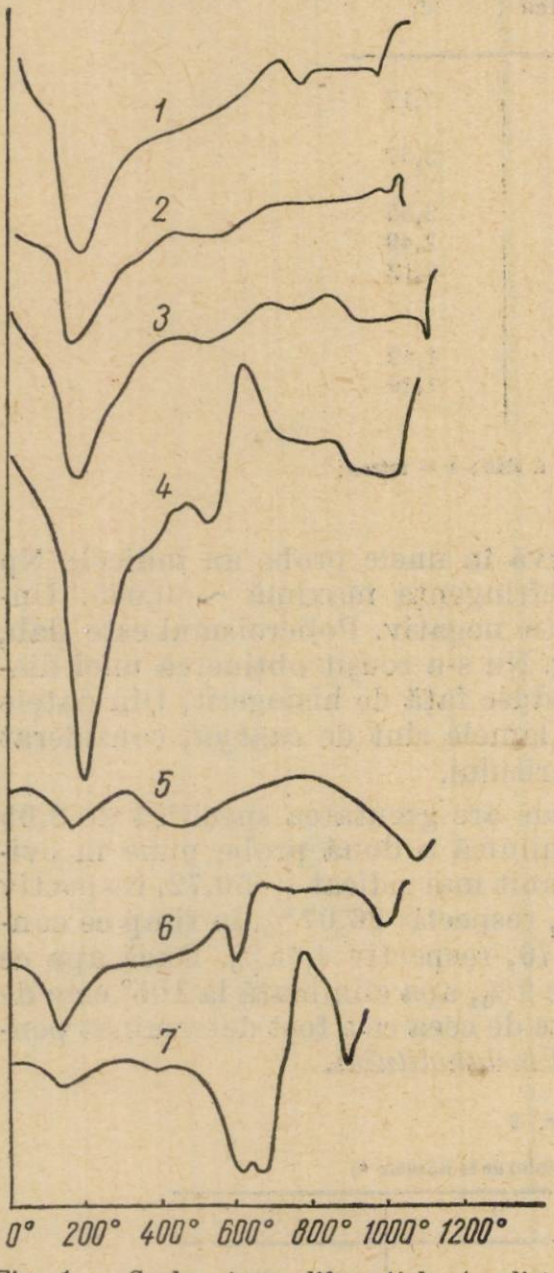


Fig. 1. — Curbe termodiferențiale (analist D. Giușcă).

1—3, Hisingerit manganifer; *4*, hisingerit manganifer impurificat cu carbonați; *5*, melanolit; *6*, melanolit impurificat cu carbonați; *7*, ferodolomit manganifer.

Analiza termodiferențială a carbonaților din zona externă a depunerilor arată un slab efect endoterm la 160°, dat de impuritățile de hisingerit și melanolit, un efect endoterm puternic cu două apexuri gemene la 630 și 680°, urmat de o buclă exotermă cu o pantă abruptă, corespunzînd disociației succesive a carbonatului de fier și mangan, urmat de oxidarea oxizilor respectivi. Efectul endoterm care se desemnează la 900° este dat de disociația carbonatului de calciu (fig. 1). Analiza termodiferențială sugerează că mineralul este un feromanganodolomit, conluzie confirmată prin determinarea refringenței și a greutății specifice. Valoarea lui n'_ε ~1,658 corespunde unui ferodolomit; de asemenea greutatea specifică de 3,36 este puțin mai ridicată față de 3,25, indicată pentru ferodolomit. Din toate aceste date rezultă că în fîșia externă carbonatul este un ferodolomit manganifer.

Rocile în care sînt localizate aceste minerale arată parageneze și aspecte fiziografice variate.

Masa granoblastică de carbonați feromanganiferi conține risipite granule de knebelit și magnetit, dispuse în șiraguri (pl. II, fig. 6). În vecinătatea căilor de circulație, marcate prin vine largi de hisingerit, cristalele de knebelit se transformă marginal în hisingerit dar se formează mai ales pseudomorfoze granulare (pl. II, fig. 7). Depunerile de hisingerit în masa

Fig. 2. — Depuneri ritmice de hisingerit și carbonați. În zona centrală rodocrozit, în fișiile marginale ferodolomit (2,5×).

Fig. 3. — Textură brecioasă a vinelor de silicați și carbonați feromanganiferi, cu fragmente de minereu de mangan (1,5×).

Fig. 4. — Textură simetrică a depunerilor de hisingerit, ferodolomit, melanolit, rodocrozit și goethit. În zona centrală mici geode cu cristale de goethit (1,5×).

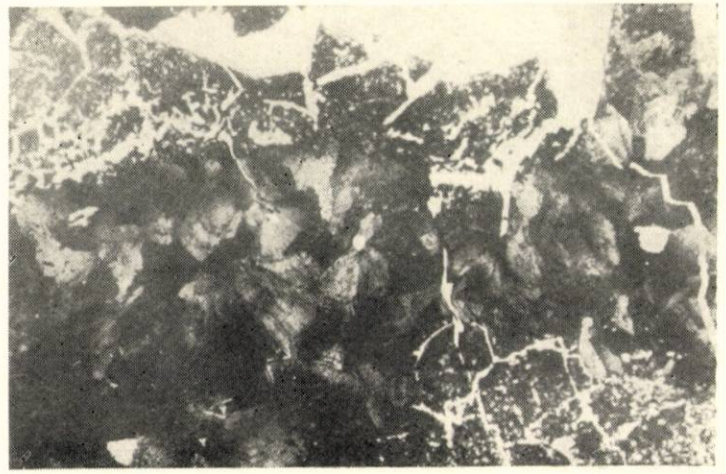


Fig. 5. — Depuneri de ferodolomit manganifer cu structură sferulitică. Secțiune subțire (nicoli + ; 10×).

Fig. 6 — Carbonaţi feromanganiferi cu vine şi dîre de hisingerit manganifer pseudomorf după knebelit. Secţiune subţire (nicoli + ; 12 ×).

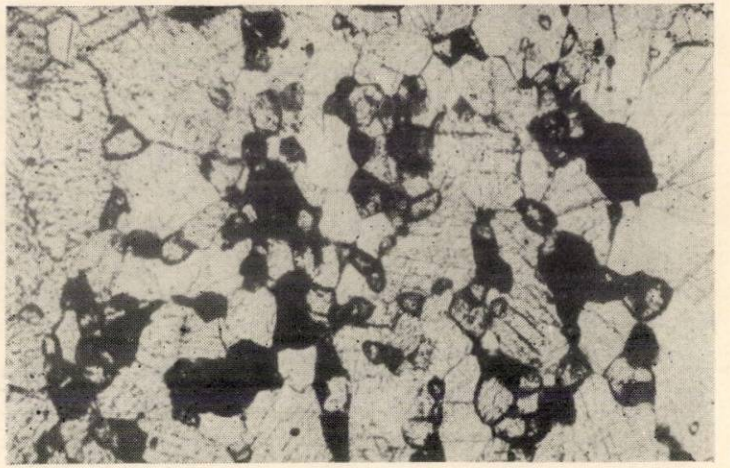


Fig. 7. — Stadii diferite în procesul de pseudomorfoză al knebelitului, asociat carbonaţilor feromanganiferi. Secţiune subţire (nicoli + ; 70 ×).

Fig. 8. — Pseudomorfoze de carbonaţi după dannemorit, prinse în hisingerit manganifer. Secţiune subţire (nicoli + ; 30 ×).

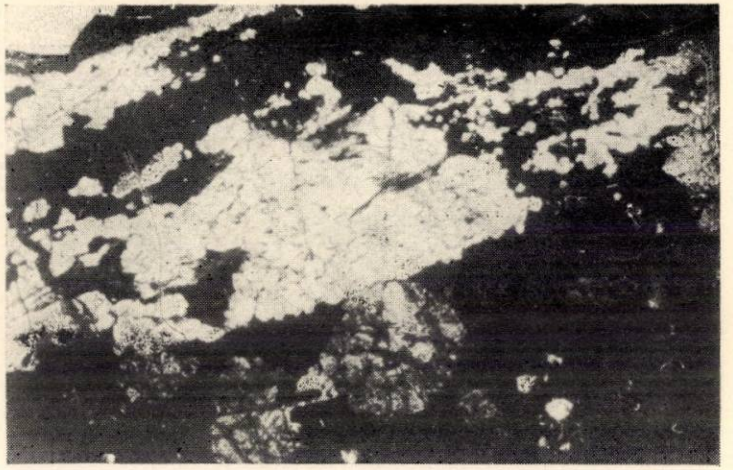


Fig. 9. — Relicte de apatit (alb) şi spessartin (cenuşiu) în hisingerit manganifer. Secţiune subţire (25 ×).

rocii apar ca vinişoare subţiri care urmăresc îndeosebi suprafeţele de contact între cristale sau suprafeţele de clivaj. În zona centrală a vinelor se găsesc carbonaţi feromanganiferi în agregate fibroase sferice sau în snopi cu dispoziţie penată (pl. I, fig. 5). Diferenţe nete de policroism dovedesc că aceşti carbonaţi au compoziţia variabilă. În zona de contact cu carbonaţii secundari, hisingeritul conţine numeroase incluziuni fin granulare de aceste minerale. În agregatele sferulitice de carbonaţi, hisingeritul se găseşte ca depunere interstiţială, cu o aşezare concentrică.

Cristalele largi de knebelit se transformă în hisingerit de-a lungul unei reţele neregulate de crăpături. Cloritul secundar palid verzui este şi el străbătut de vinele de hisingerit.

În minereul complex cu fîşii sau diseminări de spessartin, dannemorit şi apatit, prezenţa hisingeritului creează aspecte fiziografice din cele mai variate. Dannemoritul se carbonatează iar prismele de dannemorit şi pseudomorfozele corespunzătoare se conservă în masa hisingeritului, împreună cu fîşii granulare de apatit şi cu cristale idiomorfe de spessartin parţial cloritizat (pl. II, fig. 8 şi 9).

Formarea hisingeritului şi carbonaţilor a avut loc episodic. Se observă vinişoare de hisingerit ce străbat atît minereul cît şi depunerile mai vechi de silicaţi şi carbonaţi secundari, vinişoare de ferodolomit ce străbat hisingeritul, pseudomorfozele de carbonaţi după dannemorit, precum şi spessartinul parţial cloritizat. Se observă de asemenea cristale relicte de spessartin în masa carbonaţilor secundari.

Formarea tuturor acestor minerale se datoreşte unor procese de alterare selectivă profundă. Circulaţia intensă a favorizat migraţia fierului şi manganului şi formarea sistemului de vine de silicaţi şi carbonaţi secundari prin depunere pe crăpături şi metasomatoză. În acest proces se observă unele regularităţi remarcabile. În compoziţia fazelor silicatate, raportul Mn/Fe descreşte de la generaţia de hisingerit la cea de melanolit; dimpotrivă, în generaţia a doua de carbonaţi se întîlneşte rodocrozit faţă de ferodolomitul manganifer al primelor depuneri, deci o creştere a raportului Mn/Fe în faza carbonaţilor; eventual, în asociaţie cu rodocrozitul se găseşte goethit.

Într-unul din forajele de la Delineşti s-a întîlnit într-o lentilă de minereu de mangan un filonaş de rodocrozit de 1 cm grosime, străbătut de vinişoare subţiri de stilpnomelan. Acesta se prezintă ca o masă foioasă de culoare brună, separabilă în aşchii aciculare. Birefringenţa este ridicată. Conţinutul în MnO şi Fe_2O_3 este de 17,73, respectiv 8,26%. Una din liniile intense ale diagramei de pulbere corespunde unei distanţe reticulare de 11,6 Å. Aceste date sînt suficiente pentru caracterizarea mineralului ca stilpnomelan manganifer.

În masa minereului, alcătuit din knebelit, rodocrozit şi apatit, se constată şi formarea secundară a hisingeritului. Proba a fost extrasă de la 133 m, scoţînd bine în relief condiţiile de circulaţie adîncă în care are loc formarea acestor minerale.

Materialul studiat a fost colectat cu prilejul vizitelor la şantierele Răzoare şi Delineşti şi a fost completat cu eşantioane puse la dispoziţia noastră de geologii I. Rogoz şi M. Tabacu. Debyegramele au fost executate de chimistul R. Giuşcă. Tuturor le aducem mulţumiri.

К МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЭЗОАРЕ И ДЕЛИНЕШТЬ

РЕЗЮМЕ

В статье дается описание вторичных минералов, образующих тонкие прожилки, рассекающие линзы первичной марганцевой руды. На основании проведенных оптических и термодифференциальных исследований, на месторождении Рэзоаре выявлено присутствие марганцевого гистингерита, камбиита, маланолита и марганцевого ферродоломита, в ассоциации с родохрозитом и гётитом. Марганцевый гистингерит образуется, в основном, путем превращения кнебеллита. Структура прожилков зональная, с ясно наблюдающейся последовательностью отложения: марганцевый гистингерит → марганцевый ферродоломит → меланолит → родохрозит и гётит.

На месторождении Делинешть, на глубине 133 метров, в аналогичных условиях выявлены прожилки родохрозита с марганцевым стильпномеланом, рассекающие линзы первичной руды, частично превращенной в марганцевый гистингерит. В обоих случаях процесс превращения вызван циркуляцией глубинных растворов, причем характер этих растворов установить не удалось.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Термодифференциальные кривые (анализировал Д. Джушкэ) *1—3* — марганцевый гистингерит; *4* — марганцевый гистингерит, загрязненный карбонатами; *5* — меланолит; *6* — меланолит, загрязненный карбонатами; *7* — марганцевый ферродоломит.

Таблица I

Рис. 2. — Ритмические отложения гистингерита и карбонатов. В центральной — родохрозит, а в периферийных зонах — ферродоломит (2,5 ×).

Рис. 3. — Брекчиевая текстура силикатных и карбонатных ферромарганцевых прожилков, с обломками марганцевой руды (1,5 ×).

Рис. 4. — Симметричная текстура отложений гистингерита, ферродоломита, меланолита, родохрозита и гётита. В центральной зоне — мелкие жеоды, обросшие кристаллами гётита (1, 5 ×).

Рис. 5. — Отложения марганцевого ферродоломита со сферолитовой структурой. Шлиф (николь +, 10 ×).

Таблица II

Рис. 6. — Ферромарганцевые карбонаты с прожилками и полосками марганцевого гистингерита, образующего псевдоморфозы по кнебеллиту. Шлиф. (николь +, 12 ×).

Рис. 7. — Различные стадии развития псевдоморфоз кнебеллита, ассоциированного с ферромарганцевыми карбонатами. Шлиф. (николь +, 70 ×).

Рис. 8. — Псевдоморфозы карбонатов по данемориту, включенные в массе марганцевого гистингерита. Шлиф. (ник. +, 30 ×).

Рис. 9. — Реликтовый апатит (белое) и спессартин (серое) в массе марганцевого гистингерита. Шлиф (25 ×).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DES GÎSEMENTS DE MANGANÈSE DE RĂZOARE ET DE DELINEȘTI

RÉSUMÉ

On décrit plusieurs minéraux secondaires, associés en veines minces qui traversent les lentilles des minerais primaires de manganèse. L'examen optique et les analyses chimiques et thermodifférentielles ont permis d'identifier à Răzoare l'hisingérite manganifère, la canbyite, la mélanolite et la ferrodolomie manganifère ; l'association est complétée par la rhodocrosite et la goethite. C'est surtout par la transformation de la knébélite que se forme l'hisingérite manganifère. Les veines ont une structure zonaire très accusée qui met en évidence la succession : hisingérite manganifère → ferrodolomie manganifère → mélanolite → rhodocrosite et goethite.

Dans des conditions similaires on a trouvé à Delinești, à une profondeur de 133 m, des veines de rhodocrosite avec du stilpnomélane manganifère localisées dans les lentilles de minerai primaire, partiellement transformé en hisingérite manganifère. Dans les deux cas il s'agit d'altérations dues à une circulation profonde, sans que l'on puisse apprécier quelle est l'origine des solutions.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Courbes thermo-différentielles (analyste D. Giușcă). *1—3*, Hisingérite manganifère ; *4*, hisingérite manganifère impurifiée par des carbonates ; *5*, mélanolite ; *6*, mélanolite impurifiée par des carbonates ; *7*, ferrodolomie manganifère.

Planche I

Fig. 2. — Dépôts rythmiques d'hisingérite et de carbonates. Dans la zone centrale, rhodocrosite, dans les bandes latérales, ferrodolomie (× 2,5).

Fig. 3. — Texture bréchieuse des veines de silicates et de carbonates ferromanganifères, à fragments de minerais de manganèse (× 1,5).

Fig. 4. — Texture symétrique des dépôts d'hisingérite, ferrodolomie, mélanolite, rhodocrosite et goethite. Dans la zone centrale, petites géodes à cristaux de goethite (× 1,5).

Fig. 5. — Dépôts de ferrodolomie manganifère à structure sphérolithique. Coupe mince (nicols + ; × 10).

Planche II

Fig. 6. — Carbonates ferromanganifères, à veines et traces d'hisingérite manganifère pseudomorphe après la knébélite. Coupe mince (nicols + ; × 12).

Fig. 7. — Divers stades du processus de pseudomorphose de la knébélite, associée aux carbonates ferromanganifères. Section mince (nicols + ; × 70).

Fig. 8. — Pseudomorphoses de carbonates après la dannémorite, incluses dans l'hisingérite manganifère. Coupe mince (nicols + ; × 30).

Fig. 9. — Relicts d'apatite (blanc) et de spessartine (gris) dans l'hisingérite manganifère. Coupe mince (× 25).

BIBLIOGRAFIE

1. Чухов Ф. В., *Коллоиды в земной коре*, 1955, 402, 616.
2. Doelter C., *Handbuch der Mineralchemie*, **II**, partea a 3-a, 336.
3. Hintze C., *Handbuch der Mineralogie*, 1830, **II**, 756, 760.
4. Sustschinschy P. P., *Über den Hisingerit*, Ztsch. für Kryst., **47**, 231.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL ROCILOR EFUZIVE DIN BAZINUL CODLEA

DE

V. MANILICI și P. VÎLCEANU

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 12 iunie 1962

Prezența rocilor eruptive în bazinul Vulcan—Codlea a fost semnalată pentru prima dată de H. W a c h n e r (14), care descrie melafirele de la Holbav și din cristalinul de la vest de această localitate, iar E. J e k e l i u s (7) atrage atenția asupra existenței în Bazinul Vulcan — Codlea a unor porfire, porfirite și tufuri vulcanice.

Într-o lucrare mai recentă (9), V. M a n i l i c i se ocupă de studiul rocilor eruptive din extremitatea nord-estică a catenei Făgărașului, unde identifică o serie de roci filoniene, alcătuite din : camptonite, diabaze, sienite, bostonite și porfire cuarțifere, dintre care unele străbătînd formațiunile sinclinalului de la Vulcan — Codlea. Pe baza analizelor chimice executate, stabilește caracterul chimic al rocilor cercetate, fără să se poată preciza însă și succesiunea punerii lor în loc. Cu ocazia lucrărilor de explorare cu foraje și galerii, au fost interceptate o serie de roci eruptive, ca : trahite alcaline, porfire, keratofire, tufuri trahitice, porfire și porfirite ale căror relații spațiale au permis să ne facem o idee clară asupra succesiunii în timp a manifestărilor vulcanice.

Înainte de a se trece la analiza petrografică de detaliu a acestei suite de roci și produse piroclastice, este necesară o scurtă prezentare a geologiei regiunii în lumina ultimelor cercetări.

GEOLOGIA REGIUNII

În extremitatea nord-estică a lanțului Munților Făgărașului, se dezvoltă formațiunile mezozoice ale Bazinului sedimentar de la Codlea, cunoscut de multă vreme prin exploatările de cărbune brun de la Vulcan și

Holbav. Bazinul sedimentar are o orientare NNE — SSV, dezvoltîndu-se pe o lungime de circa 12 km, între localitatea Codlea la nord şi Dealul Ferigii, la sud. Lăţimea sa variază între 3 şi 4 km.

Într-o lucrare recentă (13), P. Vîlceanu a deosebit în cadrul regiunii următoarele unităţi structurale :

a) Un sinclinal vestic (zona de Măgura Codlei), constituit din depozite sedimentare, cuprinzînd formaţiuni ce aparţin ca vîrstă intervalului liasic inferior — cretacic inferior, inclusiv. Formaţiunile acestui sinclinal repauzează transgresiv peste gnaise de injecţie tip Cumpăna — Holbav, cantonînd împreună o largă suită de erupţii ce fac obiectul prezentului studiu.

b) Un sinclinal estic (zona de Cristian), alcătuit din formaţiuni permo-triasice şi liasic superior-dogger, transgresive, repauzînd peste şisturi sericito-cloritoase de tip Leaota. În cadrul acestei unităţi apar sporadic filoane de trahite alcaline, asociate depozitelor liasice superioare.

Din punct de vedere tectonic, se remarcă superpoziţia de-a lungul unei puternice linii de încălecare a zonei de Măgura Codlei peste zona de Cristian. Din analiza de detaliu reiese o tectonizare mult mai intensă a depozitelor din sinclinalul vestic faţă de cele ale sinclinalului estic.

Puternica dislocaţie evidenţiată între cele două unităţi a început să funcţioneze din timpul triasicului, determinînd formarea unei largi cordiliere, separînd în vest o fosă în cadrul căreia s-au creat la începutul liasicului condiţii favorabile depunerii faciesului de Gresten, în condiţiile unui regim de agitaţie tectonică moderată.

La partea superioară a liasicului inferior are loc o reanimare a mişcărilor, tradusă prin cutarea largă a depozitelor din fosă, însoţită de veniri masive de lave acide cu suita lor de piroclastite, care se aştern discordant peste depozitele liasice inferioare cu cărbuni. După un episod bazic reprezentat prin porfirite bazaltoide, activitatea vulcanică se stinge, reluîndu-se sedimentarea depozitelor cu cărbuni.

O reluare slabă a acestei activităţi, avînd acelaşi caracter trahitic, are loc mai la est, în timpul liasicului superior, la sfîrşitul căruia s-a produs o slabă agitaţie pe aceleaşi linii sau pe linii noi mai estice, agitaţie care precede transgresiunea doggerului.

Din cele expuse sumar mai sus, reiese că, în Bazinul Codlea, manifestaţiile vulcanice din timpul liasicului însoţesc ultimele faze de mişcări paleokimmeriene, făcînd trecerea la mişcările alpine propriu-zise. Acestea vor relua începînd din cretacicul inferior marile linii kimmeriene, desăvîrşind structura actuală a regiunii.

a. SINCLINALUL VESTIC (ZONA DE MĂGURA CODLEI)

Fundamentul cristalin este reprezentat prin paragnaise şi micaşisturi cu zone de injecţie, în care feldspatul (microclin sau ortoza), larg dezvoltat, dă rocilor un pronunţat caracter ocular.

Liasicul este reprezentat prin faciesul de Gresten tipic, constituit din depozite cu caracter limnic prezentînd uneori structură deltaică cu strate de cărbuni şi şisturi bituminoase. O serie de caractere litofaciale diferen-

țiale a facilitat separarea unor complexe bine individualizate, a căror orizontare este însă pentru moment dificilă, din lipsa resturilor organice animale.

1) *Complexul productiv inferior.* Este bine reprezentat la est și sud de satul Holbav, la nord de pîrîul Cram dispărînd laminat la contactul cu șisturile cristaline din fundamentul zonei de Cristian. În alcătuirea lui intră conglomerate cu elemente de gnaise oculare, gresii grosiere transgresive pe cristalin, care trec apoi la o alternanță de gresii cărbunoase cu textură rubanată, gresii masive albe-cuarțoase, șisturi argiloase cu resturi de plante, argile refractare și strate de cărbuni. Pentru întregul complex, gros de 250—300 m, este foarte caracteristică abundența muscovitului.

2) *Complexul efuziv-piroclastic.* Dispus discordant peste complexul anterior, urmează un pachet gros de 80—120 m, alcătuit dintr-o suită foarte variată de roci clasto-magmatice, cu caracter pronunțat trahitic.

În bază apare un nivel de brecii eruptive, cuprinzînd numeroase xenolite de șisturi cristaline, peste care se dispun microconglomerate, tufuri și tufite, străbătute de o rețea filoniană de porfire trahitice, trahite, keratofire și porfirite.

Apariția nivelelor de tufite și gresii piroclastice cu resturi de plante și trunchiuri silicifiate la diferite nivele marchează episoade de întrerupere a activității vulcanice, putîndu-se stabili existența a patru faze eruptive succesive (fig. 5).

La partea superioară, deasupra ultimelor veniri de trahite și keratofire, apare un nivel aglomeratic foarte caracteristic, reprezentat prin blocuri mari de rocă, bine rotunjite, prinse într-o masă cineritică cenușie-verzuie. Forma blocurilor este rezultatul unei tendințe a trahitului respectiv de a se separa în forme elipsoidale ce se descuamează concentric, avînd un nucleu masiv care se conservă.

Urmează un nivel de tranziție, în cadrul căruia caracterul terigen al depunerilor începe să cîștige din ce în ce mai mult în importanță.

Străbătînd întregul complex, apar dykuri de porfirite, care reprezintă un episod unic în cadrul manifestațiilor vulcanice din regiune.

3) *Complexul productiv superior.* Acesta se dispune în continuitate de sedimentare peste complexul anterior și începe cu un nivel tufitic în care caracterul piroclastic se pierde treptat.

Acest nivel este rezultatul unei remanieri masive de pe suprafețele întinse acoperite de tufuri și lave, pe care se instalează treptat condiții favorabile depunerii faciesurilor cărbunoase.

În baza nivelului tufitic apar aglomerate, rezultate din remanierea trahitelor de la partea superioară a complexului anterior. Aceste aglomerate au elementele perfect rotunjite, cu dimensiuni de 5—60 mm. Fără a vădi o sortare, ele sînt prinse împreună cu material detritic grosier (cuarț și șisturi cristaline) într-un pelit cineritic fin, de culoare cenușie sau roșcată.

Urmează tufite de tranziție propriu-zise, în care mai apar sporadic elemente rulate de roci efuzive. Cu mult înainte de dispariția elementului piroclastic din compoziția rocilor încep să apară intercalații centimetrice de cărbuni și resturi de plante.

Peste tufitele de tranziţie urmează un pachet gros de gresii, argile şi strate de cărbuni, cu rare intercalaţii de tufuri acide. Acestea din urmă pot aparţine venirilor mai tîrzii de trahite alcaline asociate liasicului superior din sinclinalul estic (zona de Cristian).

4) *Complexul gresos.* Acest complex încheie seria liasică şi este alcătuit predominant din gresii albe cuarţoase, uneori micacee, cu rare urme de plante şi strate centimetrice de cărbuni. Către partea superioară, se intercalează roci argiloase-nisipoase şi nisipuri caolinoase. Culoarea rocilor devine adeseori galbenă-ruginie, datorită oxizilor de fier.

Doggerul este reprezentat prin gresii şi argile cu posidonii şi cefalopode, malmul prin şisturi cu radiolari, calcare detritice şi calcare albe recifale (Stramberg), iar neocomianul prin marne şi marno-calcare cu cefalopode.

b. SINCLINALUL ESTIC (ZONA DE CRISTIAN)

Dezvoltat în partea de est a regiunii, este alcătuit dintr-un fundament de micaşisturi şi şisturi clorito-sericitice cu rare intercalaţii cuarţitice, peste care se depun transgresiv depozite permiene.

Permianul este reprezentat prin conglomerate, gresii şi şisturi argiloase roşii sau verzui, cu nivele de tufuri riolitice şi intruziuni granitice ce dau fenomene de contact.

Transgresiv şi discordant, urmează triasicul inferior (werfenian), reprezentat prin gresii, marno-calcare şi calcare bituminoase. Urmează o îndelungată fază continentală, după care se depune liasicul superior transgresiv.

Liasicul superior este reprezentat prin gresii calcaroase cu cefalopode, urmînd doggerul, reprezentat prin gresii şi marne cu posidonii. În relaţie cu gresiile liasice superioare au fost întîlnite în partea de nord a regiunii trahite alcaline cu slabe fenomene de contact, însoţite de hematitizări (pîrîul Mămăligii).

Sînt veniri tîrzii în cadrul ultimelor episoade kimmeriene, manifestate pe linii de fractură mai estice (migrarea undei orogenice către est).

După puternicele mişcări austrice, care desăvîrşesc încălecarea celor două unităţi, în cretacicul superior marea invadează regiunea, depunînd un puternic pachet de conglomerate poligene discordant peste structurile elaborate.

Din cele expuse în mod succint pînă aici, se pot desprinde o serie de concluzii esenţiale pentru studiul complex al regiunii, şi anume :

— Magmatismul liasic de la Codlea însoţeşte nemijlocit fazele de cutare de la sfîrşitul triasicului şi începutul jurasicului.

— El se manifestă foarte intens la vest de o puternică linie de încălecare, pe cînd la est de aceasta se manifestă sporadic şi mult mai tîrziu. În acest fel, el apare legat strîns de zona de injecţie din estul Munţilor

Făgărașului, putînd exista o strînsă legătură între cele două fenomene, chiar dacă nu au fost contemporane.

— Momentul paroxismal al efuziunilor din regiunea Codlea este situat probabil către partea superioară a liasicului inferior.

ROCILE ERUPTIVE

Trahite alcaline și porfire trahitice au fost întîlnite la suprafață sub formă de filoane și corpuri lenticulare în mai multe puncte de-a lungul întregii zone cercetate, din părțile centrală și de nord ale sinclinalului.

Ivirile de trahite și de porfire trahitice sînt asociate în permanență cu orizontul de tufuri și aglomerate, situîndu-se în general la partea superioară a acestora. În aceeași poziție au fost întîlnite atît în lucrările miniere cît și în foraje. În subteran, ele apar în galeria principală de transport de la orizontul 630 la baza planului înclinat principal. Pe același aliniament au fost întîlnite mai la nord în două galerii transversale de la același orizont : nr. 15 — metrul 45 și nr. 117 — metrul 30. În forajul 14 921 din satul Holbav, au fost întîlnite la partea superioară a complexului de tufuri. Poziția lor a putut fi determinată în galerii, în care se vede că peste microconglomerate și brecii eruptive urmează un filon-strat de trahite, gros de 8—12 m.

Deseori roca prezintă separații de formă elipsoidală, care, supuse acțiunii agenților atmosferici, se descuamează concentric. În aceste condiții culoarea rocii, cenușie în stare proaspătă, devine galbenă-verzuie sau ruginie.

Trahitele sînt roci de culoare cenușie deschis, în care se recunosc ușor stinghii alungite alb-lăptoase de ortoză ori sanidin, cu luciu accentuat, a căror lungime nu depășește 5 mm. Deseori aceste roci apar afectate tectonic, ceea ce a determinat fisurarea lor, fisurile respective fiind cimentate cu cuarț ori calcit.

La microscop, roca prezintă aspecte destul de variate. Tipurile cele mai des întîlnite prezintă structură porfirică, la care prima generație este reprezentată prin cristale de anortoză, rar sanidin, implîntate într-o pastă alcătuită din baghete de anortoză, asociate de asemenea cu sanidin. La anortoză, care constituie componența principală a pastei, se adaugă arvfedsonit și riebeckit, adesea cloritizate, mai rar minerale opace sau apatit.

Din punct de vedere structural, în pasta rocii se urmăresc variații destul de largi, ca și la rocile filoniene din regiunea Poiana Mărului — Șinca-Nouă (9), ceea ce duce la crearea de aspecte microscopice foarte variate. În majoritatea cazurilor, pasta prezintă textură fluidală (pl. I, fig. 8) caracteristică acestor roci. La unele tipuri se remarcă o oarecare tendință de creare a unei dispoziții divergente (pl. I, fig. 7). În același timp, limitele dintre stinghiile feldspatice din pastă devin ușor sinuoase, ceea ce duce la apariția unor tipuri de roci cu caracter bostonitic.

La o altă serie de roci aparținînd acestei familii se urmăresc treceri gradate de la tipuri cu textură fluidală spre tipuri din ce în ce mai grăunțoase, de genul porfirelor. Între aceste două extreme se întîlnesc tipuri

intermediare, în care stinghiile feldspatice din pastă apar asociate cu feldspat criptogranular.

Compoziția mineralogică a acestor roci este destul de uniformă, ele fiind alcătuite din: anortoză, sanidin, arvfedsonit, riebeckit, apatit și minerale opace, la care se adaugă clorit, opacit și cuarț asociat cu calcit, ca minerale secundare. Participarea lor la alcătuirea diverselor tipuri de roci poate fi urmărită în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Variația compoziției mineralogice a trahitelor

Componente mineralogice	Conținutul (%)				
	nr. 13	nr. 34	nr. 15	nr. 19	nr. 24
Feldspat fenocristale	—	10	11	15	17
Feldspat pastă	86	79	88	72	80
Amfiboli } Clorit }	14	8	—	12	3
Minerale opace	urme	urme	1	1	—
Cuarț	—	3	—	urme	—
Calcit	urme	—	—	—	—

Din examinarea acestui tabel se vede că roca are un caracter feldspatic predominant, fapt care determină apariția lui și în fenocristale. În prima generație el este reprezentat prin ortoză maclată după legea Karlsbad, care se determină după valoarea ridicată a unghiului 2 V; albit cu circa 1—22% An, mai rar sanidin ușor de recunoscut după valoarea scăzută a lui 2 V, ori anortoză cu aspectul său caracteristic în scîndură de șah (schachbrettalbit). În pastă, natura feldspatului este greu de determinat din cauza dimensiunilor reduse ale stinghiilor și cu atît mai mult a feldspatului granular, remarcîndu-se printr-o accentuată extincție ondulatorie. Apariția acestui fenomen caracteristic microlitelor de anortoză apropie trahitele din sectorul Vulcan — Codlea de trahitele alcaline cu anortoză din bazinul mijlociu și cel inferior ale văii Holbavului, ca și de alte roci descrise anterior (9).

Fenomene de alterație nu se observă la feldspați. Deosebit de interesante sînt însă coroziunile observate la unele fenocristale de ortoză, anortoză și albit. Golurile create sînt umplute cu agregate fine de cuarț criptogranular asociat cu stinghii mărunte de anortoză cu structură criptopertitică și calcedonie. Aceleași agregate de cuarț și calcedonie umplu adesea fisurile fine ale rocii sau se dezvoltă sub formă de plaje neregulate în pasta rocii. Alteori, cuarțul critpogranular asociat cu calcedonie pseudomorfozează și amfibolii, oxizii de fier puși în libertate marcînd conturul mineralului primar.

Arvfedsonitul în stare proaspătă nu se întîlnește decît în pasta rocii, alcătuind cristale de 0,005—0,01 mm lungime. Pseudomorfoza de clorit și cuarț după fenocristalele de arvfedsonit de 0,1—0,5 mm lungime au fost identificate într-o singură secțiune. Se distinge prin pleocroismul său

caracteristic, prin unghiul său de extincție c : $n_p = 27°$, uneori chiar 31°, ca și prin culori de birefringență de ordinul II. Cantitativ, el nu depășește cîteva procente.

Apatitul se întîlnește rareori sub formă de cristale izolate, a căror lungime nu depășește 0,5 mm ; apare cu totul sporadic.

Dintre mineralele secundare, cloritul pseudomorfozează amfibolii, ori invadează roca sub formă de plaje neregulate. Calcitul, asociat uneori cu puțin aragonit fibros cu dispoziție sferoidală, apare destul de rar, brăzdînd roca sub formă de filonașe. Uneori calcitul înlocuiește total sau parțial feldspații din prima generație.

La analiza chimică a două probe de trahit (nr. 24 de pe galeria nr.15 și nr. 34 de pe galeria nr. 14) s-au obținut datele din tabelul nr. 2.

Tabelul nr. 2

Analize chimice trahite

Componente	Conținutul (%)		Parametri Niggli		Coeficienții lui Zavariţki	
	nr. 24	nr. 34	nr. 24	nr. 34	nr. 24	nr. 34
SiO_2	67,20	66,12				
TiO_2	0,60	0,48				
Al_2O_3	15,78	15,97	si 301	285	a 20	21
Fe_2O_3	3,22	2,67	al 41	42	c 1,6	0,26
FeO	lipsă	1,53	fm 13	15	b 3	4,6
MgO	0,34	0,47	c 1	1	s 75	74
			alk 45	42		
CaO	0,21	0,24	k 0,36	0,40	f′ 83	82
Na_2O	6,72	5,78	mg 0,16	0,18	m′ 16	17,6
K_2O	5,72	5,97	c/fm 0,07	0,06	c′ —	—
CO_2	lipsă	lipsă	ti 1,8	1,52	n 34	66
P_2O_5	0,07	0,08	p 0,26	0,27	t 0,6	0,6
S	lipsă	lipsă	qz+ 33	+9	φ 83	50
Total	100,43	100,22	sect. I	sect. II		
H_2O—105°	0,10	0,41				

Notă. Proba nr. 24 analist Bl. Budescu.
Proba nr. 34 analist C. Vasilescu.

După valoarea parametrilor Niggli, proba nr. 24 aparține unei magme intermediare între o magmă nordmarkitică și una alkaligranitică, apropiindu-se mai mult de cea nordmarkitică, pe cînd proba nr. 34 corespunde magmei nordmarkitice. Prin valoarea lui c ele se apropie într-o oarecare măsură de magma bostonitică. După valoarea coeficienților lui Zavariţki, ambele corespund unui trahit alcalin.

Porfirele trahitice alcaline pot fi deosebite de trahite numai cu ajutorul microscopului, pasta acestora din urmă prezentînd structură criptogranulară. Forme alungite de feldspați apar cu totul sporadic în pastă.

Caracterul porfiric ca și mărimea cristalelor variază în aceleași limite ca și la trahite, cu excepția unor porfire din galeria nr. 15, care sînt alcătuite din granule a căror mărime variază între 0,01 și 0,08 mm. Din punct de vedere structural, între aceste roci și trahite există termeni de tranziție.

Natura componentelor mineralogice este aceeaşi ca la trahitele alcaline, mineralele melanocrate fiind de regulă cloritizate. La unele tipuri, conţinutul în arvfedsonit este destul de ridicat (circa 5—7%), roca apropiindu-se de un keratofir. Fenomenul de silicifiere este slab reprezentat, în schimb roca apare străbătută în frecvente cazuri de numeroase filonaşe de calcit care o brăzdează după direcţii neregulate.

Camptonite apar foarte rar în acest sector. Au fost întîlnite într-un singur punct, străbătînd gnaisele oculare pe unul din afluenţii văii Hoapeculuí. Datorită faptului că în formaţiunile sedimentare din sinclinalul Vulcan — Codlea n-a fost întîlnit decît un singur filon de camptonit, pe valea Maiului (9), iar în lucrările miniere asemenea roci n-au fost interceptate, putem trage concluzia că în acest bazin filoanele camptonitice sînt rare.

La microscop, roca avînd un foarte slab caracter porfiric, apare complet alterată, caracterul ei putînd fi precizat numai după aspectul general prin comparaţie cu roci asemănătoare din zona cristalină.

Keratofirele sînt roci de culoare cenuşie-verzuie, putînd fi confundate cu trahitele. Au fost întîlnite sub formă de filoane în sectorul sudic al bazinului, ca şi sub formă de elemente în aglomerate.

Aspectul lor microscopic se apropie destul de mult de acela al porfirelor (pl. I, fig. 9), fiind alcătuite din fenocristale de ortoză, ce formează 6—11% din masa rocii, prinse într-o pastă holocristalină alcătuită din ortoză şi arvfedsonit, la care se adaugă o cantitate mică de hornblendă brună. Structura pastei este criptogranulară, iar orientarea paralelă a baghetelor feldspatice imprimă rocii un caracter uşor fluidal.

Ortoza şi anortoza, componentele principale care alcătuiesc 65—82% din masa rocii, sînt de regulă perfect limpezi, fiind invadate la tipurile mai alterate de clorit. Ca şi la celelalte roci, microlitele din pastă prezintă adesea evidentă extincţie ondulatorie, datorită structurii lor micropertitice.

Arvfedsonitul, sub formă de cristale idiomorfe, alungite după direcţia axului Z, mai rar alotriomorf, apare exclusiv în pastă mulînd feldspaţii. El participă în pastă în proporţie de 18—30%, remarcîndu-se prin pleocroismul său caracteristic şi printr-un unghi de extincţie $c : n_p = 10 - 18°$. Valoarea exactă a unghiului de extincţie este greu de determinat din cauza dispersiei puternice. Repartiţia sa este destul de neomogenă, întîlnindu-se aglomerări locale ce formează o ţesătură fină ca o pîslă.

Hornblenda brună însoţeşte arvfedsonitul fiind întîlnită, ca şi acesta, exclusiv în pastă. Cantitativ, ea pare să nu depăşească 3%, iar mineralele opace reprezentate prin granule de magnetit apar cu totul sporadic.

În comparaţie cu trahitele alcaline şi cu porfirele, keratofirele sînt caracterizate printr-un conţinut mai ridicat de minerale melanocrate. După compoziţia sa mineralogică, roca descrisă corespunde unei varietăţi potasice de keratofir, în înţelesul lui H. Rosenbusch (10), (11), relativ bogată în componente melanocrate.

Piroclastite trahitice înglobează o serie poligenă de produse vulcanice care formează un pachet de circa 80—120 m grosime, urmărindu-se pe un aliniament orientat N—S din valea Breitbach, prin satul Holbav, pînă deasupra galeriei Victoria.

La suprafață, ele au fost întîlnite în numeroase puncte de pe acest aliniament, iar în subteran au fost interceptate cu galeriile nr. 14 și 209, care au fost săpate în cea mai mare parte prin asemenea produse, ca și în numeroase foraje.

Sînt roci de culoare albă, cenușie deschis, roșcată ori cenușie-verzuie pînă la cenușie închis, în care se recunosc fragmente de șisturi cristaline, trahite ori porfire. La nivelul galeriei nr. 14, în intercalații tufitice, au fost întîlnite trunchiuri de arbori silicifiați (pl. III, fig. 17). De remarcat o serie de tufuri pisolitice de culoare cenușie-verzuie, care apar destul de frecvent însoțind nivelele tufitice intercalate.

Studiul microscopic al acestei suite de roci scoate în evidență o mare diversitate de tipuri structurale, care se deosebesc unele de altele atît prin cantitatea de masă vitroasă, cît și prin cantitatea și natura elementelor pe care le înglobează. Masa vitroasă, în majoritatea cazurilor de culoare brună deschis, mai rar incoloră ori brună închis, apare în unele cazuri parțial devitrificată, silicifiată ori carbonatată. În numeroase cazuri, ea este impregnată de limonit, care imprimă rocii culoarea roșcată, alteori cu chamosit care explică colorația verde.

Natura elementelor incluse este variabilă, ele fiind reprezentate fie prin fragmente de cristale izolate, fie prin fragmente de roci eruptive, sedimentare sau metamorfice.

Mineralele izolate sînt reprezentate prin granule rotunjite de cuarț detritic, adesea cu o pronunțată extincție ondulatorie (de proveniență metamorfică), granule colțuroase de cuarț, a cărui proveniență este greu de stabilit, ori cristale idiomorfe de cuarț cu frecvente coroziuni magmatice, identic cu cel din porfirele cuarțifere întîlnite sub formă de filoane în cristalin, pe valea Holbavului. Foarte frecvente sînt și fragmentele, respectiv cristalele de ortoză, ce apar în prima generație a trahitelor și a porfirelor descrise. Ceva mai rare sînt fragmentele de sanidin, respectiv anortoză, întîlnite sub formă de fenocristale în aceleași roci. Sporadic, se recunosc granule de granat, pirită parțial sau total limonitizată, ca și fluturașii de muscovit. Aceștia din urmă, provenind din dezagregarea formațiunilor cristalofiliene din fundamentul cristalin, se găsește în cantitate mai importantă în tufit (circa 2 %). Orientarea paralelă a lamelelor de muscovit marchează stratificația rocii. Sporadic, se întîlnesc cristale idiomorfe de sfen.

Fragmente de roci colțuroase, mai rar rotunjite, sînt reprezentate în cea mai mare parte din trahite alcaline și porfire descrise anterior. Foarte frecvente sînt și fragmentele de porfire cuarțifere, asemănătoare din punct de vedere structural și mineralogic cu cele din bazinul inferior al văii Holbavului (9). Asemenea roci n-au fost întîlnite pînă în prezent în sinclinalul Vulcan — Codlea, totuși abundența lor în aceste piroclastite ne îndreptățește să presupunem existența lor și în acest bazin. Nu este însă exclus ca ele să fie mai vechi (permiene) și să reprezinte numai xenolite în masa piroclastitelor liasice. În cantitate mai mică, apar fragmente de bostonite și sienite identice cu cele din regiunea Poiana Mărului — Șinca-Nouă — Holbav (9). Prezența porfirelor, sienitelor și a bostonitelor în

piroclastite ne demonstrează că ele au fost puse în loc înaintea unora dintre piroclastite.

Destul de frecvent se întîlnesc fragmente rotunjite de lavă ori cenușă vitroasă, de regulă rulate.

În masa piroclastitelor n-am întîlnit fragmente de roci bazice ca: diabaze, camptonite și porfirite care, după toate probabilitățile, au fost puse în loc în urma piroclastitelor. Destul de frecvente sînt xenolitele de micașisturi și paragnaise granatifere provenite din fundamentul cristalin, ca și fragmentele de cuarțite, calcare triasice, gresii cu ciment manganifer de tip verrucanic. După natura și cantitatea de fragmente incluse, ca și după modul de prezentare al fragmentelor (colțuroase sau rotunjite), respectînd clasificația lui E. W. M. Heinrich (5) în Bazinul Vulcan — Codlea deosebim: tufuri vitro-cristalo-lito-clastice, tufuri vitro-cristalo-clastice și microaglomerate, care se încadrează în categoria rocilor lito-vitro-clastice.

Compoziția rocilor piroclastice, forma de prezentare a fragmentelor, ca și dimensiunile acestora sînt prezentate în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 3

Caracteristicile principale ale piroclastitelor

Denumirea rocii	Conținutul (%)			Forma fragmentelor	Dimensiunile fragmentelor mm
	sticlă	minerale izolate (cristale)	fragmente de roci		
Tufuri vitro-cristalo-lito-clastice (tufite)	55—80	8—28	5—32	angulare, subangulare, rar idiomorfe ori rotunjite	0,003—2
Tufuri vitro-cristalo-clastice	80—96	4—19	0— 1	angulare	0,001—4
Microaglomerate	25—41	2— 6	53—71	rotunjite rar angulare	0,2—15

Rezultatele analizei planimetrice a tipurilor principale de piroclastite sînt reprezentate în diagrama ternară (fig. 1).

În categoria tufurilor vitro-cristalo-lito-clastice se încadrează și tufitele ce se remarcă prin prezența lamelelor de muscovit, care în unele cazuri ajung să formeze 2% din masa rocii, iar cuarțul detritic depășește de regulă 10% (pl. II, fig. 12). Fragmentele de rocă de dimensiuni reduse, ce se găsesc în aceste tufite, sînt totdeauna rulate.

Tufurile vitro-cristalo-clastice (pl. II, fig. 11 și 13) se deosebesc de tufurile vitro-lito-cristalo-clastice prin absența fragmentelor de roci. Fragmentele de cuarț și feldspat (anortoză, sanidin și albit) ce se întîlnesc în aceste roci prezintă contururi colțuroase.

Microconglomeratele și microaglomeratele care se încadrează în categoria tufurilor lito-vitro-clastice se caracterizează prin conținutul ridicat în fragmente de trahite, porfire, porfire cuarțifere, tufuri, calcare, micașisturi ori gnaise granatifere, toate aceste elemente fiind cimentate de sticlă vulcanică. Marea majoritate a acestor elemente apar rotunjite prin transport și sedimentate în mediul acvatic.

Majoritatea piroclastitelor sînt afectate de fenomene de silicifiere, zeolitizare, carbonatare, sericitizare, cloritizare şi limonitizare.

Fenomenul de silicifiere este cel mai răspîndit şi se manifestă prin depunerea de cuarţ criptogranular şi calcedonie, ca şi la trahite respectiv porfire, înlocuind atît feldspaţii din fragmente cît şi pasta vitroasă a tufului. Silicifierea acestor roci s-a produs pe seama unor soluţii silicioase de natură hidrotermală, venite în urma depunerii tufurilor. Pe seama acelorași soluţii s-a produs şi silicifierea trunchiurilor de arbori din masa tufitelor.

Fenomenele de zeolitizare provocate de aceleaşi soluţii hidrotermale au dus la formarea natrolitului, care înlocuieşte mai cu seamă pasta rocii. De regulă el formează agregate sferoidale de tipul celor din planşa II, figura 10. Datorită faptului că aceste agregate se grupează adesea în jurul granulelor de cuarţ hidrotermal, este evident că zeolitizarea este ulterioară silicifierii.

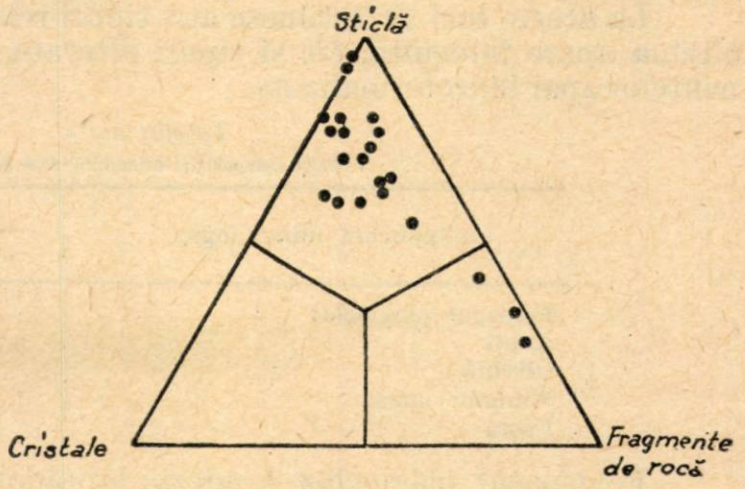


Fig. 1. — Proiecţia rocilor piroclastice în diagrama ternară.

Procesul de carbonatare succede în timp pe cele precedente, manifestîndu-se prin depunere de calcit, care umple crăpăturile fine ale rocii ori pseudomorfozează cristalele de feldspat, iar cel de sericitizare este foarte rar, afectînd de asemenea cristalele feldspatice.

Fenomenul de cloritizare constă dintr-o impregnare a rocii cu chamosit, care-i dă culoarea specifică, iar cel de limonitizare manifestat printr-o impregnare cu limonit îi dă culoarea roşcată.

Porfiritele au fost întîlnite la suprafaţă în pîrîul Crucii şi pîrîul Maiului, situate către partea superioară a complexului de tufuri şi aglomerate trahitice pe care le străbate.

În aceeaşi poziţie spaţială au fost întîlnite în foraje şi lucrări miniere. Aparițiile sînt sporadice şi în relaţii nu prea clare cu rocile înconjurătoare. Numai în pîrîul Maiului situaţia este ceva mai clară. Aici porfiritele străbat aglomerate şi tufurile lito-clastice de la partea superioară a complexului, poziţia discordantă a corpului filonian fiind netă. Aceasta cu atît mai mult cu cît în aglomeratele şi tufurile ce încadrează dykul nu apare nici un fragment de rocă bazică.

Aspectul microscopic al rocilor este destul de uniform, prezentînd structură porfirică destul de accentuată. Unul dintre caracterele distinctive ale acestor roci este prezenţa fenocristalelor de andezin-labrador cu 40—58% An, asociate cu fenocristale de augit şi olivină, pseudomorfozate de clorit (pl. IV, fig. 19, 21). Datorită faptului că porfiritele bazaltoide sînt

lipsite de fenocristale de feldspat plagioclaz, aceste roci pot fi ușor deosebite între ele.

Pasta rocii, alcătuită din stinghii de andezin cu 35—50% An, augit, minerale opace și clorit, prezintă structură holocristalină, panidiomorfă, cu caracter fluidal destul de accentuat.

Frecvența liniară a componentelor nu poate fi determinată decît la tipurile cu granulație destul de mare. Prin integrarea a două secțiuni din tipurile reprezentative, s-au obținut datele din tabelul nr. 4.

La aceste roci se întîlnesc atît tipuri relativ proaspete, la care numai olivina apare înlocuită, cît și tipuri alterate, la care majoritatea componentelor apar hidrotermalizate.

Tabelul nr. 4

Variația compoziției mineralogice a porfiritelor

Componente mineralogice	Conținutul (%)	
	nr. 10	nr. 33
Feldspat plagioclaz	23	16
Augit	6	2
Olivină	11	1
Minerale opace	1	1
Pastă	59	80

Feldspatul plagioclaz (andezin-labrador), de regulă proaspăt, prezintă importante fenomene de coroziune magmatică, golurile respective fiind umplute cu pastă. La tipurile cloritizate el este invadat de clorit verde, iar la cele silicifiate el este parțial sau total înlocuit cu opal, proces care se efectuează paralel cu cloritizarea componentelor melanocrate.

Fenomenul de silicifiere afectează într-o mai mare măsură microlitele din pastă decît fenocristalele, din care cauză la rocile puternic silicifiate microlitele sînt aproape complet pseudomorfozate de opal, în timp ce fenocristalele sînt numai parțial înlocuite. Deseori roca silicifiată apare străbătută de o rețea de filonașe de calcit, înlocuind resturile de feldspat plagioclaz din masa opalului sau chiar opalul însuși. Alteori, calcitul înlocuiește feldspații proaspeți, neafectați de fenomenul de opalizare.

Augitul, ca și feldspatul plagioclaz, este a doua componentă întîlnită în ambele generații. Este reprezentat în prima generație printr-o varietate titaniferă ușor violacee ori verzuie, cu foarte frecvente structuri în ceas de nisip, iar unele fenocristale prezintă și frumoase structuri zonare. În pastă, ca și în prima generație, el se prezintă de regulă cu contururi idiomorfe și numai rareori mulează microlitele feldspatice. Prin alterare, el se transformă într-un clorit verde deschis cu un pleocroism abia perceptibil, alteori într-un clorit ferifer de culoare verde închis, mai rar în bowlingit.

Olivina pare să fie mai frecventă în prima generație decît în cea de-a doua, iar participarea ei la alcătuirea diferitelor tipuri de roci este destul de variabilă, după cum se vede din cele două analize planimetrice. Fenocristalele au de regulă colțurile rotunjite și prezintă evidente fenomene de coroziune magmatică (pl. IV, fig. 18), golurile respective fiind umplute cu pastă ori clorit. De regulă ea apare transformată în bowlingit. În numeroase cazuri, pseudomorfozele de bowlingit după olivină apar bordate

sau chiar străbătute de o varietate de clorit verde deschis cu un pleocroism abia perceptibil, birefringență foarte scăzută și alungire negativă, ce pare a reprezenta un produs de transformare al bowlingitului.

Dintre mineralele opace, cel mai frecvent este magnetitul, care sporadic apare asociat cu ilmenitul.

Porfiritele bazaltoide apar foarte bine dezvoltate la sud de valea Hoapecului, pe marginea estică a sinclinalului, în valea Hoapecului, la contactul productiv — piroclastite și în satul Holbav, pe pîrîul Crucii, în aceeași poziție. Au mai fost întîlnite în foraje, străbătînd complexul productiv inferior.

Este destul de dificil de stabilit modul de zăcămînt al acestor roci, întrucît apariția lor constantă la partea inferioară a complexului piroclastic sugerează prezența unor curgeri superficiale de lave bazice. Faptul că porfiritele bazaltoide prezintă afinități mari în ceea ce privește chimismul și compoziția mineralogică cu porfiritele, diferența constînd numai în apariția fenocristalelor mari de plagioclaz în acestea din urmă, ne-a condus la concluzia că porfiritele bazaltoide reprezintă numai un facies de consolidare mai profundă a uneia și aceleiași veniri de magmă bazică. O explicație a acestui fapt ar fi aceea că în momentul venirii magmelor bazaltice, complexul de piroclastite și trahite era bine individualizat, creînd un ecran sub care ele s-au insinuat sub formă de pînze interstratificate (silluri) la contactul productiv inferior — piroclastite.

Porfiritele provin din aceeași magmă, reprezentînd însă venirile mai superficiale, insinuate pe fracturi, explicînd astfel și apariția acestora sub formă de dykuri.

Porfiritele bazaltoide sînt roci compacte de culoare neagră, la care rareori se pot recunoaște fenocristale de augit.

La microscop, roca prezintă structură porfirică, fenocristalele avînd dimensiuni reduse (0,2—0,5 mm) și numai în foarte rare cazuri depășește 1—2 mm.

Pasta rocii este, în majoritatea cazurilor, holocristalină, mai rar hipocristalină, în mare parte devitrificată.

Componentele principale prezintă de regulă forme idiomorfe caracteristice rocilor filoniene lamprofirice, iar orientarea paralelă a componentelor prismatice le imprimă adesea un caracter fluidal.

Compoziția mineralogică, respectiv frecvența liniară a componentelor este prezentată în tabelul nr. 5.

Tabelul nr. 5

Variația compoziției mineralogice a porfiritelor bazaltoide

Componente mineralogice	Conținutul (%)	
	nr. 37	nr. 14 921
Feldspat plagioclaz	2	—
Augit	20	14
Olivină	15	18
Diopsid	1	1
Pastă	62	67

Din examinarea acestui tabel, se vede că prima generație este reprezentată aproape exclusiv prin augit însoțit de regulă de olivină, la care în rare cazuri se adaugă o cantitate neînsemnată de feldspat plagioclaz.

În toate secțiunile studiate, roca apare proaspătă, singurul mineral transformat fiind olivina. Această prospețime și faptul că aceste roci nu au fost întîlnite sub formă de fragmente în masa tufurilor, ne fac să le considerăm ca ultimele veniri efuzive puse în loc în urma tuturor celorlalte produse vulcanice, respectiv în urma valului de soluții hidrotermale care au provocat silicifierile, respectiv carbonatările descrise.

Feldspatul plagioclaz, reprezentat printr-un labrador cu 50% An apare aproape exclusiv în pastă, alcătuind circa 30—40% din masa rocii. Augitul, de regulă titanifer, de culoare roz mai rar verzuie, are același caracter ca și în porfirite, remarcîndu-se prin frecvența structurii în ceas de nisip, bine vizibilă la fenocristale. În pastă, el apare prismatic și numai în rare cazuri alotriomorf, mulînd stinghiile de feldspat plagioclaz. Uneori el prezintă un început de cloritizare, transformîndu-se în penin.

Olivina se întîlnește, ca și la porfirite, exclusiv în fenocristale, fiind pseudomorfozată de bowlingit și penin de culoare verde închis, ori roșcată. Prin urmărirea în detaliu a relațiilor dintre aceste două minerale de neoformație se desprind lesne raporturi de înlocuire a bowlingitului prin clorit.

Diopsidul, sub formă de cristale prismatice, se găsește totdeauna sub formă de agregate radiare grupate în jurul unor cuiburi cloritoase. După modul de prezentare al agregatelor sale el pare a reprezenta un produs de reacție dintre olivină și magma reziduală.

La analiza chimică a unei probe de porfirit de pe pîrîul Maiului (nr. 10) și a unei probe de porfirit bazaltoid din sonda 14 921 (nr. 59) s-au obținut datele din tabelul nr. 6.

După valoarea parametrilor Niggli, aceste roci se apropie de o magmă essexit — gabbrodioritică din seria alcalisodică, iar după valorile coeficienților lui Zavariţki ele corespund crinanitelor, roci filoniene din seria gabbrourilor alcaline.

CHIMISMUL ROCILOR CERCETATE

Din punct de vedere chimic, rocile eruptive din Bazinul Vulcan — Codlea se încadrează în seria rocilor alcaline, ca și rocile filoniene de la Poiana Mărului — Șinca-Nouă (9) și Perșani (4). Încadrarea porfiritelor și a trahitelor în categoria rocilor alcaline este justificată și de amplasarea lor în cîmpul rocilor alcaline din diagrama k/mg (fig. 2). Prin proiectarea lor în diagramele al/alk (fig. 3) se evidențiază bine faptul că trahitele se amplasează în cîmpul sienit-bostonitic, pe cînd porfiritele în cîmpul camptonit-diabazelor. În comparație cu aceste roci însă, la trahite se remarcă o îmbogățire simțitoare în alcalii, în timp ce la porfirite se observă o scădere a conținutului în alcalii, ele apropiindu-se de rocile calco-alcaline.

Tabelul nr. 6

Analize chimice porfirite

Componente	Conținutul (%)		Parametri Niggli		Coeficienții lui Zavariţki		
	nr. 10	nr. 59	nr. 10	nr. 59	nr. 10		nr. 59
SiO_2	43,40	46,59	si 106	108	a	9,5	8,8
TiO_2	3,80	1,60	al 23	21	c	8,2	6,7
Al_2O_3	16,30	15,60	fm 36	45	b	19,8	26
Fe_2O_3	5,30	6,71	c 32	26	s	62	51
FeO	6,10	3,93	alk 9	8	f'	64	40
MgO	3,80	7,42	k 0,13	0,07			
MnO	0,45	0,23	mg 0,37	0,55	m'	36,6	48
CaO	12,24	10,35	c/fm 0,88	0,58	c'	47	25,3
Na_2O	3,20	3,48	ti 6	3	n	43	46,8
K_2O	0,78	0,36	p 1	0,50	t	61	25
$H_2O+105°$	3,00	2,24	qz 33	24	φ	26,8	23,3
CO_2	lipsă	lipsă	sect. III	sect. IV			
P_2O_5	1,36	0,60					
S	lipsă	lipsă					
Total	100,43	99,61					
$H_2O-105°$	0,0	1,91					

Notă. Proba nr. 10 analist Al. Dănciulescu.
Proba nr. 59 analist C. Vasiliu.

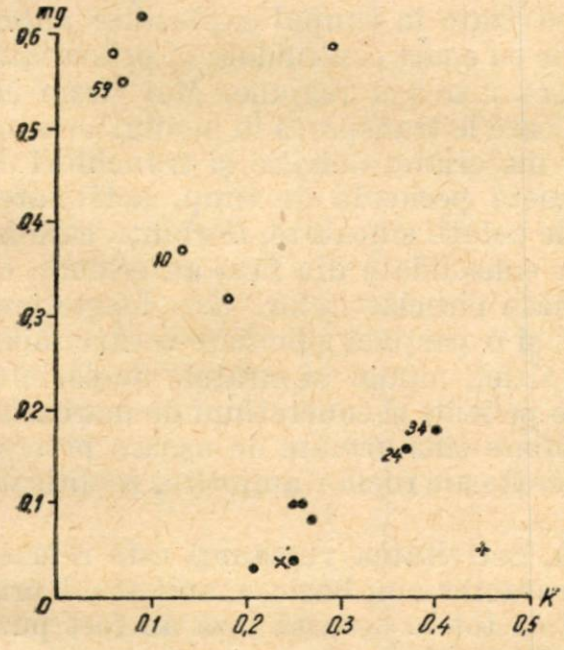


Fig. 2. — Diagrama k/mg.

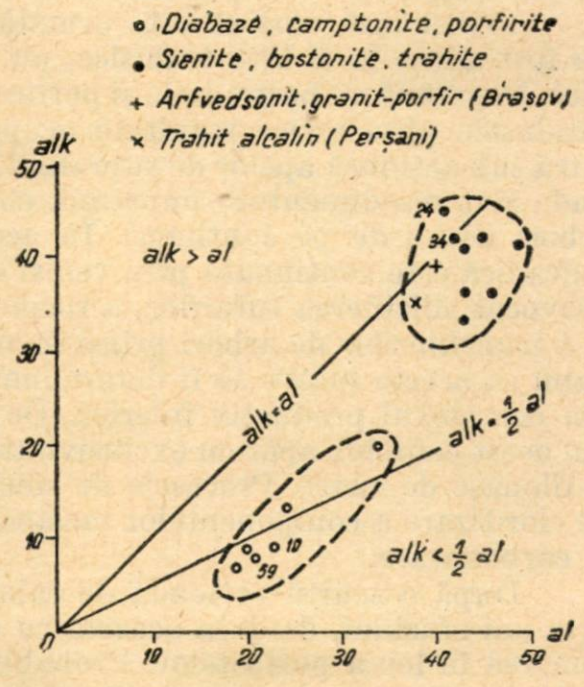


Fig. 3. — Diagrama al/alk.

Prin ambele diagrame se demonstrează cu prisosință că rocile eruptive din Bazinul Vulcan — Codlea se încadrează în aceeași diagramă de diferențiere magmatică, ca și rocile filoniene din partea de est a cristalinului Făgărașului. După cum reiese din figura 3, în diagrama al/alk se înca-

drează foarte bine atît porfirul granitic cu arvfedsonit de la Braşov (semnul +), studiat de M. Savul şi Th. Kräutner (12), cît şi trahitul de lîngă Racoşul-de-Jos, studiat de R. Dimitrescu (4).

CONCLUZII

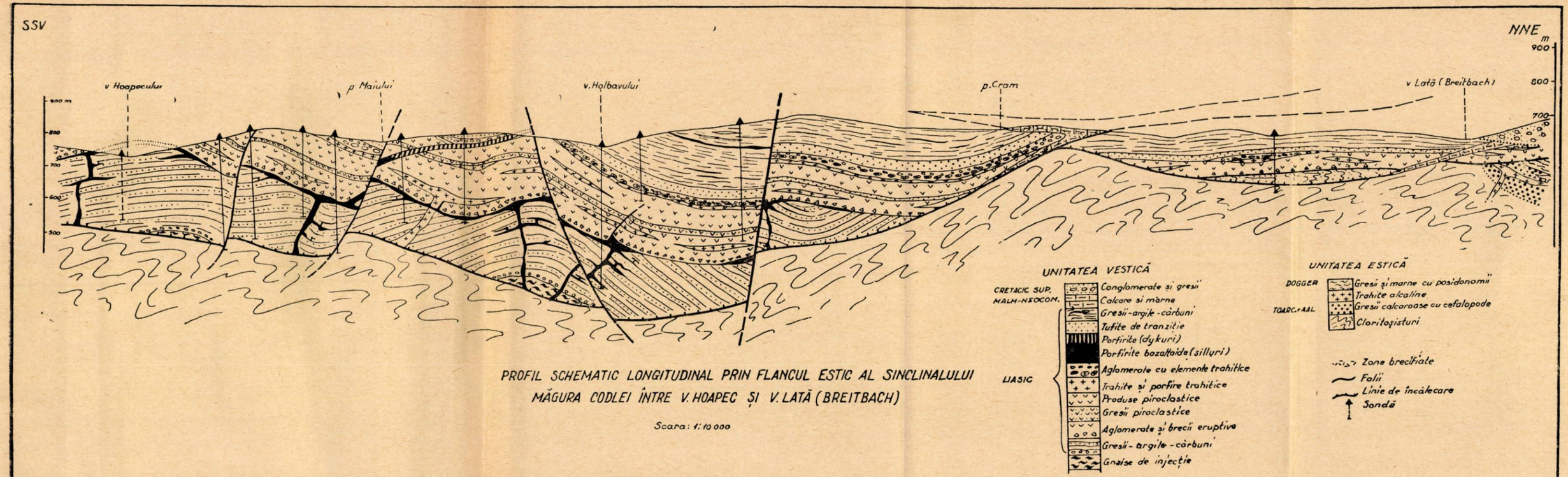
În liasic a avut loc în Bazinul Vulcan — Codlea o intensă activitate vulcanică, în timpul căreia au fost aduse la zi lave trahitice, porfiritice şi piroclastite. Această activitate a început cu efuziuni de lave alcalisienitice, pe seama cărora s-au format sienitele, bostonitele, trahitele porfirice şi keratofirele.

Tot în această fază au putut fi aduse la zi şi porfirele cuarţifere, care împreună cu celelalte roci se întîlnesc sub formă de fragmente în masa piroclastitelor. Nu se cunosc raporturile dintre porfirele cuarţifere şi rocile din seria sienit-bostonit-trahite. Este foarte posibil ca porfirele cuarţifere să fi erupt înaintea acestora.

Datorită faptului că aceste roci formează o reţea deasă în extremitatea nord-estică a catenei Făgăraşului, se poate presupune cu destulă certitudine că efuziunile acestei faze au afectat o suprafaţă întinsă, lavele ajungînd la suprafaţă prin intermediul unui sistem de crăpături dese, cu orientări diferite. În această fază s-au format deci corpuri filoniene, respectiv curgeri de lave alcaline de dimensiuni reduse.

Prima fază efuzivă este urmată de una extrusivă, în timpul căreia au fost aduse la zi lave trahitice, pulverizate în timpul exploziilor puternice, împreună cu bostonitele şi porfirele cu cuarţ consolidate în prima fază. Produsele piroclastice rezultate acoperă întreaga regiune. Mai tîrziu ele intră sub acţiunea apelor de suprafaţă, care le transportă în mediul acvatic, unde sînt resedimentate împreună cu materialul detritic şi trunchiuri de arbori aduse de pe continent. În această perioadă de timp, activitatea vulcanică este continuată prin veniri de soluţii silicatate, fierbinţi, care au provocat silicifierea tufurilor, a rocilor consolidate din faza anterioară, ca şi a trunchiurilor de arbori prinşi în masa piroclastitelor. Este foarte probabil ca aceste soluţii să fi determinat şi o parţială silicifiere a cărbunilor din complexul productiv inferior. De altfel, numai în stratele de cărbuni din acest complex apar cu exclusivitate pelicule şi concreţiuni de marcasită şi filonaşe de cuarţ. Procesele de silicifiere sînt urmate de uşoare procese de cloritizare a componentelor melanocrate ale rocilor amintite, zeolitizare şi carbonatare.

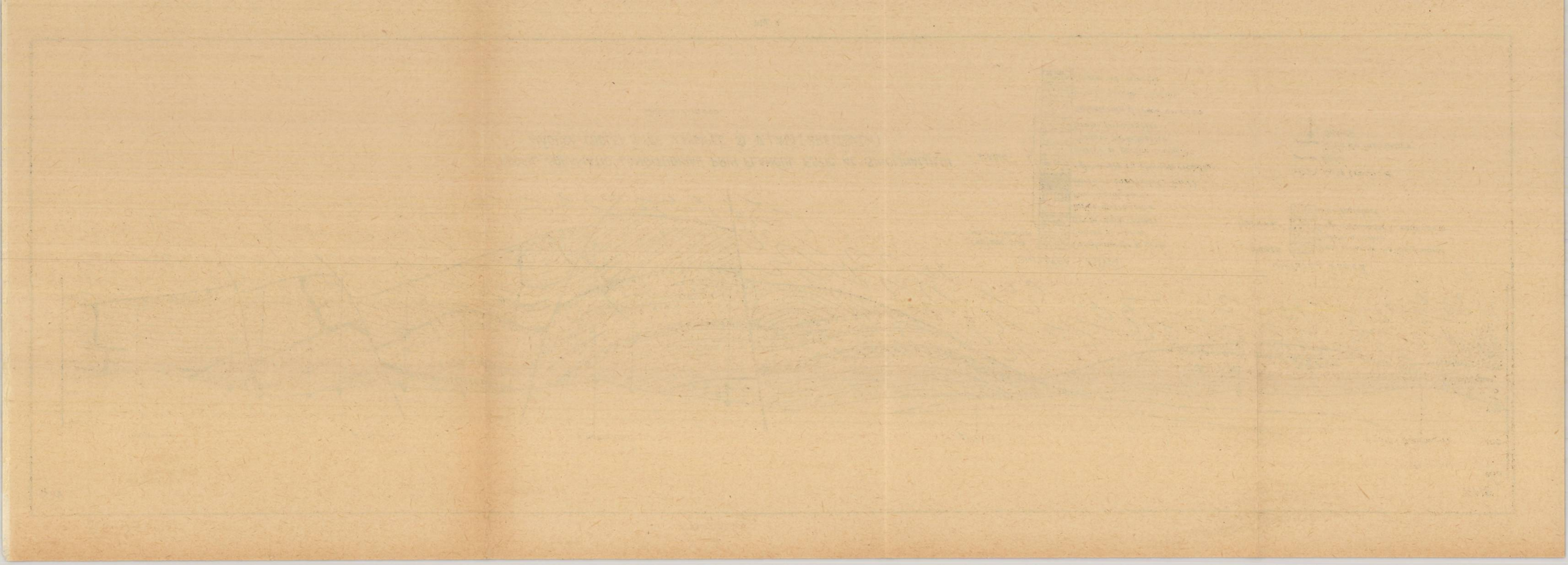
După o scurtă perioadă de calm, activitatea vulcanică este reluată prin noi efuziuni, de data aceasta cu caracter mai bazic, manifestată prin punerea în loc a porfiritelor. Probabil că tot în această fază au fost puse în loc şi filoanele de camptonite şi diabaze, bine reprezentate în sectorul Poiana Mărului — Şinca-Nouă. Întrucît asemenea filoane se întîlnesc în cristalinul Făgăraşului, pînă la vest de meridianul rîului Vîlsan se pare că aria de răspîndire a acestor din urmă efuziuni este cu mult mai largă decît a celor precedente. Aceste efuziuni sînt urmate de noi veniri de soluţii hidrotermale, care produc o parţială alterare a lavelor porfiritice consolidate



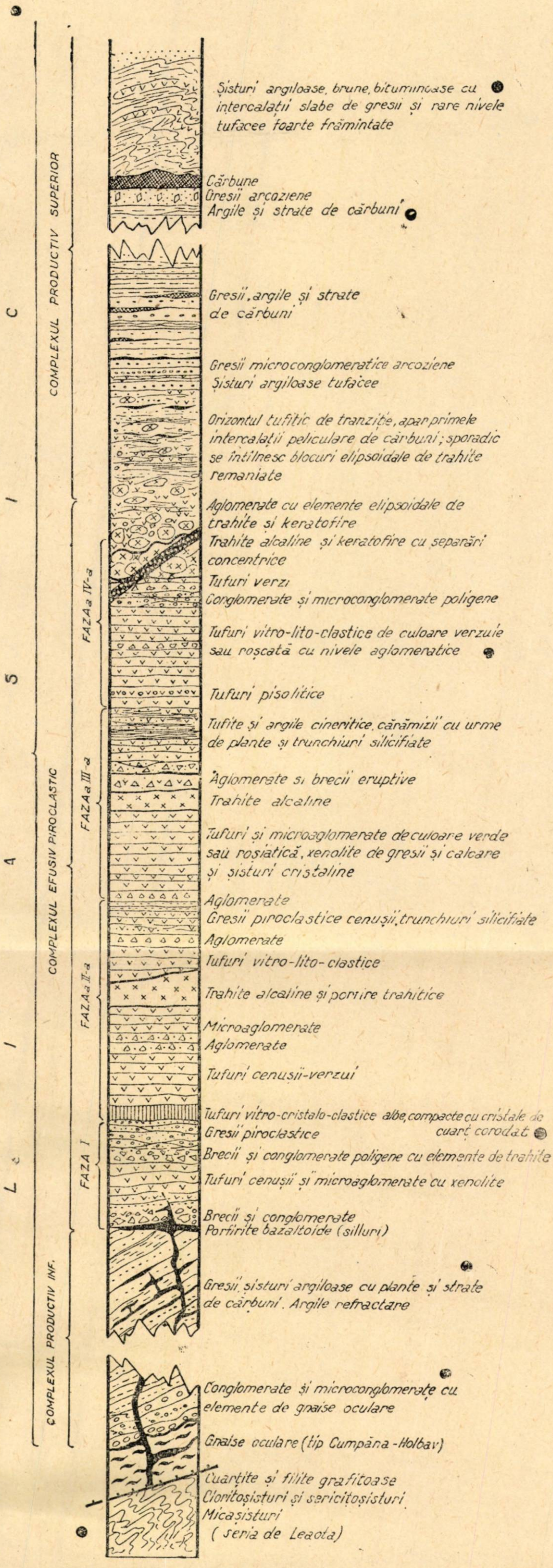
PROFIL SCHEMATIC LONGITUDINAL PRIN FLANCUL ESTIC AL SINCLINALULUI MĂGURA CODLEI ÎNTRE V. HOAPEC ȘI V. LATĂ (BREITBACH)

Scara: 1:10 000

Fig. 4



COLOANA LITOLOGICĂ A LIASICULUI DIN SINCLINALUL CODLEA



Scara 1 : 75 Fig. 5

COLOANA LITOLOGICĂ A LIASICULUI DIN SINCLINALUL CODLEA

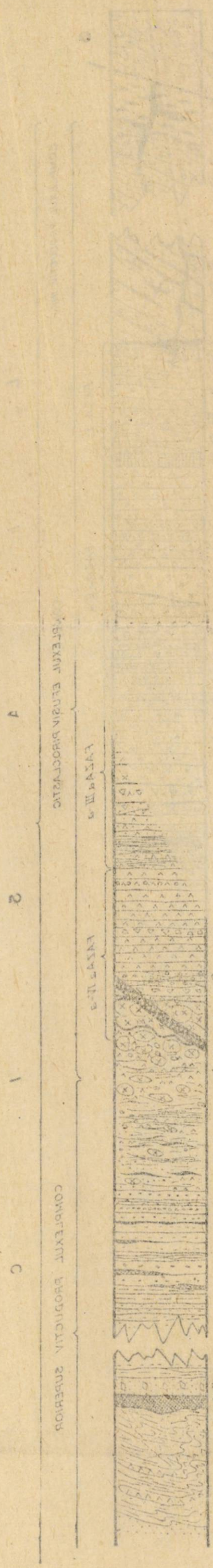


Fig. 6. — Elemente trahitice în microaglomerate (nicoli ||; 34 ×).

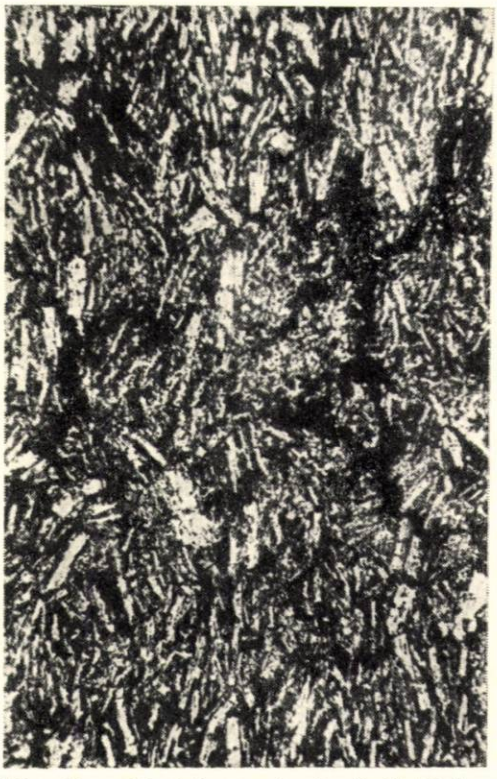


Fig. 7. — Trahit cu textură fluidal-divergentă (nicoli ||; 66 ×).

Fig. 8. — Trahit uşor porfiric cu amfiboli sodici (nicoli ||; 66 ×).

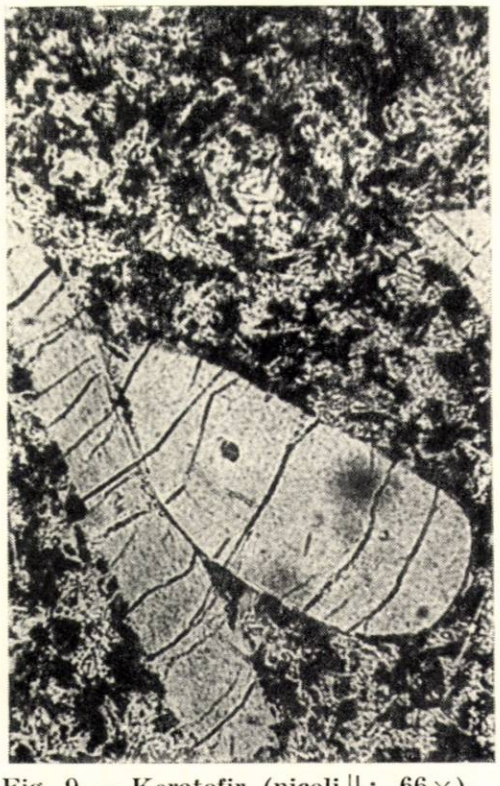


Fig. 9. — Keratofir (nicoli ||; 66 ×).

Fig. 10. — Concreșteri radiare de natrolit din piroclastite (nicoli || ; 36 ×).

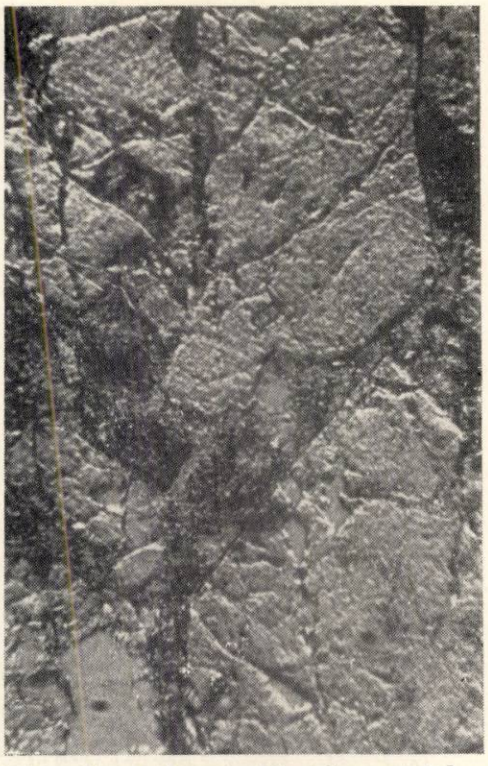


Fig. 11. — Piroclastit vitro-cristaloclastic (nicoli || ; 34 ×).

Fig. 12. — Piroclastit vitro-cristalolito-clastic, sonda 14 921/50,35 m (nicoli || ; 66 ×).

Fig. 13. — Piroclastit vitro-clastic cu depuneri de limonit, sonda 14 921/79,70 m (nicoli || ; 34 ×).

Fig. 14. — Piroclastit trahitic vitro-lito-cristalo-clastic (nicoli || ; 34 ×).

Fig. 15. — Fenocristal de cuarţ corodat din xenolitele de porfir cuarţifer înglobate în piroclastitele trahitice (nicoli || ; 34 ×).

Fig. 16. — Piroclastit vitro-cristalo-lito-clastic, sonda 14 921 (nicoli || ; 34 ×).

Fig. 17. — Structură xiloidă — trunchi parţial silicifiat din piroclastite. Galeria, „1 Mai" (nicoli || ; 66 ×).

Fig. 18. — Fenocristal de olivină din porfirit, pseudomorfozat de bowlingit (510) (nicoli || ; 34 ×).

Fig. 19. — Porfirit bazaltoid (nicoli || ; 66 ×).

Fig. 20. — Porfirit cu fenocristalele de feldspat plagioclaz parțial alterate (nicoli || ; 34 ×).

Fig. 21. — Porfirit, pîrîul Maiului (nicoli || ; 34 ×).

anterior, această nouă fază de alteraţie manifestîndu-se prin procese de cloritizare, silicifiere (depunere de opal) şi carbonatare. Precipitarea opalului arată că sîntem în prezenţa unor procese de temperatură joasă.

Din punct de vedere chimic, rocile cercetate se încadrează împreună cu cele din partea de est a cristalinului Făgăraşului, în seria rocilor alcaline. Raporturile lor spaţiale arată că sîntem în prezenţa unor manifestări vulcanice, care au evoluat de la termenii acizi de tipul porfirelor cuarţifere (permiene?) prin intermediul termenilor sienitici, spre termeni bazici, de tipul porfiritelor şi camptonitelor.

К ИЗУЧЕНИЮ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД БАССЕЙНА КОДЛЯ

РЕЗЮМЕ

К осадочным отложениям лейаса, развитым на северо-восточной оконечности Фэгэрашских гор, приурочена свита щелочных эффузивных пород с целым рядом сопуствующих им пирокластических продуктов.

На основании детального исследования пачки лейасовых пирокластитов устанавливается следующая последовательность излияний лав.

В первом этапе внедрились щелочные сиенитовые лавы, породившие сиениты и бостониты, образующие хорошо развитые жильные системы, рассекающие кристаллические образования Фэгэрашских гор, с их эффузивными аналогами (трахитами, трахитовыми порфирами и кератофирами), обнажающимися в бассейне Кодля.

Извержения лав носили пульсативный характер, в результате чего в прилагаемом разрезе (рис. 5) наблюдается четыре фазы вулканических взрывов, разделенные периодами относительного спокойствия, которым соответствуют отложения туфитов.

С петрографической точки зрения для трахитов и трахитовых порфиритов характерно присутствие ассоциации калиевых полевых шпатов (ортоклаз — санидин) и натриевых амфиболов (арфведсонит).

Вулканическая деятельность завершилась в исследованном районе экструзией основных пород типа порфиритов и базальтовидных порфиритов жильного характера, а также и в виде межпластовых покровов, включенных в толще лейасовых отложений, с характерной ассоциацией лабрадор — битовнита, оливина и титаноносного авгита.

С химической точки зрения, исследованные породы относятся к щелочному ряду; эти породы совместно с жильными образованиями, приуроченными к кристаллическим массивам Фэгэрашских, Першаньских и Брашовских гор, массива Дитрэу, а также и с жильными породами Бистрицких гор, относятся к единой петрографической провинции.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Тройная диаграмма с проекцией пирокластических пород.
Рис. 2. — Диаграмма k/mg.
Рис. 3. — Диаграмма al/alk.
Рис. 4. — Схематический поперечный разрез восточного крыла синклинали Мэгура Кодля между Валя Хопек и Валя Латэ (масштаб 1 : 10 000).
Рис. 5. — Литологическая колонка лейаса, развитого в синклинали Кодля (масштаб 1 : 75).

Таблица I

Рис. 6. — Микроконгломерат с трахитовыми элементами (николь ||, 34 ×).
Рис. 7. — Трахит с флюидально-расходящейся текстурой (николь ||, 66 ×).
Рис. 8. — Трахит слегка порфирового характера, с натриевыми амфиболами (николь ||, 66 ×).
Рис. 9. — Кератофир (николь ||, 66 ×).

Таблица II

Рис. 10. — Пирокластит с радиально-лучистыми сростками натролита (николь ||, 36 ×).
Рис. 11. — Пирокластит витро-кристалло-кластический (николь ||, 34 ×).
Рис. 12. — Пирокластит витро-кристалло-лито-кластический, скв. № 14921 —50,35 м (николь ||, 66 ×).
Рис. 13. — Пирокластит витро-кластический с натеками лимонита, скв. № 14921 —79,70 м (николь ||, 34 ×).

Таблица III

Рис. 14. — Трахитовый пирокластит витро-лито-кристалло-кластический (николь ||, 34 ×).
Рис. 15. — Фенокристалл корродированного кварца, в ксенолите кварцевого порфира, включенном в трахитовых пирокластитах (николь ||, 34 ×).
Рис. 16 — Пирокластит витро-кристалло-лито-кластический; скв. № 14921 (николь ||, 34 ×).
Рис. 17. — Ксилоидальная структура — частично-окремненный ствол дерева, включенный в массе пирокластита; штольня „1 мая" (николь ||, 66 ×).

Таблица IV

Рис. 18. — Фенокристалл оливина в массе порфирита с псевдоморфозами бовлингита (510) (николь ||, 34 ×).
Рис. 19. — Базальтовидный порфирит (николь ||, 66 ×).
Рис. 20. — Порфирит с частично разрушенными фенокристаллами полевого шпата плагиоклаза (николь ||, 34 ×).
Рис. 21. — Порфирит по р. Майулуй (николь ||, 34 ×).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES ROCHES EFFUSIVES DU BASSIN DE CODLEA

RÉSUMÉ

En liaison avec les dépôts sédimentaires liasiques développés à l'extrémité nord-est des monts Făgăraş, on voit apparaître toute une suite de roches effusives alcalines, accompagnées par une gamme étendue de produits pyroclastiques.

Une étude minutieuse du paquet de pyroclastites intraliasiques a permis d'établir la succession de ces apparitions, à savoir :

Dans une première étape, la mise en place des laves alcalisiennitiques sur le compte desquelles se sont formées les siennites et les bostonites apparaissant sous la forme d'un large réseau filonien dans le cristallin du Făgăraş, ainsi que leurs correspondants effusifs (trachytes, porphyres trachytiques et kératophyres) apparaissant dans le bassin de Codlea.

Ces apparitions qui, dans la colonne lithologique mentionnée (fig. 5), avaient un caractère pulsatoire, ont fait ressortir l'existence de 4 phases explosives, séparées par des périodes de calme, marquées par l'apparition des tuffites.

Au point de vue pétrographique, les trachytes et les porphyres trachytiques sont caractérisés par l'association des feldspaths potassiques (orthose — sanidine) aux amphiboles sodiques (arfvedsonite).

L'activité volcanique dans cette région finit par des extrusions de roches basiques du type des porphyrites et des porphyrites basaltoïdes, formant des filons et des nappes interstratifiés dans les dépôts liasiques, caractérisés par l'association labrador — bytownite avec l'olivine et l'augite titanifère.

Au point de vue chimique, les roches étudiées appartiennent à la série alcaline ; elles s'encadrent dans la même province pétrographique que les roches filoniennes du cristallin du Făgăraş, des monts Perşani et Braşov, du massif de Ditrău et que les roches filoniennes des monts Bistriţa.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Projection des roches pyroclastiques dans le diagramme ternaire.
Fig. 2. — Diagramme k/mg.
Fig. 3. — Diagramme al/alk.
Fig. 4. — Profil schématique longitudinal du flanc oriental du synclinal de Măgura Codlei. entre Valea Hoapec et Valea Lată (Breitbach) (échelle 1 :10 000).
Fig. 5. — Colonne lithologique du Liasique dans le synclinal de Codlea (échelle 1 : 75).

Planche I

Fig. 6. — Eléments trachytiques dans les micro-agglomérats (nicols || ; × 34).
Fig. 7. — Trachyte à texture fluide divergente (nicols || ; × 66).
Fig. 8. — Trachyte faiblement porphyrique à amphiboles sodiques (nicols || ; ×66).
Fig. 9. — Kératophyre (nicols || ; × 66).

Planche II

Fig. 10. — Concrétions radiaires de natrolite dans le pyroclastite (nicols || ; × 36).
Fig. 11. — Pyroclastite vitro-cristallo-clastique (nicols || ; × 34).
Fig. 12. — Pyroclastite vitro-cristallo-litho-clastique. Sonde 14921/50, 35 m (nicols || ; × 66).
Fig. 13. — Pyroclastite vitro-clastique à dépôts de limonite. Sonde 14921/79,70 m (nicols || ; × 34).

Planche III

Fig. 14. — Pyroclastite trachytique vitro-litho-cristallo-clastique (nicols || ; × 34).
Fig. 15. — Phénocristal de quartz corrodé dans une xénolite de porphyre quartzifère englobée dans les pyroclastites trachytiques (nicols || ; × 34).

Fig. 16. — Pyroclastite vitro-cristallo-litho-clastique. Sonde 14921 (nicols || ; × 34).
Fig. 17. — Structure xyloïde. Tronc partiellement silicifié des pyroclastites. Galerie «1 Mai» (nicols || ; × 66).

Planche IV

Fig. 18. — Phénocristal d'olivine en porphyrite, pseudomorphosé par la bowlingite (510) (nicols || ; × 34).
Fig. 19. — Porphyrite basaltoïde (nicols || ; × 66).
Fig. 20. — Porphyrite à phénocristaux de feldspath plagioclase, partiellement altérés (nicols || ; × 34).
Fig. 21. — Porphyrite (nicols || ; × 34).

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ŞT., *Données géophysiques sur la structure du soubassement de la courbure des Carpathes Orientales*, Rev. de géol. et de géogr., 1960, **IV**, *2*.
2. BARTH T. F. W., CORRENS C. V. u. ESKOLA P., *Die Entstehung der Gesteine*, Berlin, 1933.
3. CODARCEA AL., IANOVICI V. şi PETRULIAN N., *Asupra mineralizaţiilor metalifere din unele roci ultrabazice din Carpaţii Meridionali*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1952, **IV**, *2*.
4. DIMITRESCU R., *Asupra prezenţei rocilor alcaline în partea nordică a Munţilor Perşani*, Comunicările Acad. R.P.R., 1957, **VII**, 1.
5. HEINRICH E. W. M., *Microscopic Petrography*, New York — Toronto — Londra, 1956.
6. JOHANNSEN A., *A descriptive petrography of the igneous rocks*, Chicago.
7. JEKELIUS E., *Das Gebirge von Braşov*, An. Inst. geol. Rom., 1938, **XIX**.
8. ЛУЧИТКИ В. И., *Петрография*, Москва—Ленинград, 1947, **I**, 1949, **II**.
9. MANILICI V., *Studiul petrografic al rocilor eruptive mezozoice din regiunea Poiana Mărului-Şinca Nouă*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
10. ROSENBUSCH H., *Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine*, Stuttgart, 1907, ed. a 4-a.
11. — *Elemente der Gesteinlehre*, Stuttgart, 1923.
12. SAVUL M. u. KRÄUTNER TH., *Ein Arvfedsonit-Granit-Porphyr aus der Umgebung von Braşov*, C.R. Acad. Sci. Roum., 1936, **I**, *4*.
13. VÎLCEANU P., *Contribuţii la cunoaşterea geologică a regiunii Codlea*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *1*.
14. WACHNER H., *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Volkany und Kerestenyfalva*, Jahresbuch R. K., ung. geol. Inst., 1913.
15. — *Geologische Untersuchungen im Persanyer Gebirge*, Jahresbuch der ung. geol. Reichsanst., 1916.
16. ZAVARITKI A. N., *Rocile eruptive*, I.D.T., Bucureşti, 1958.

ÎNCERCARE DE RECONSTITUIRE PALEOGEOGRAFICĂ ȘI OROGENETICĂ A CARPAȚILOR MERIDIONALI CENTRALI

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 12 iunie 1962

Defileul Oltului reprezintă punctul nodal unde se întîlnesc formațiuni cristalofiliene foarte diferite, aparținînd, pe de o parte, cristalinului Sebeș — Lotru și, pe de altă parte, cristalinului Coziei și Cumpenii, al Leaotei și al Făgărașului.

În urma descifrării succesiunii stratigrafice a seriilor de șisturi cristaline care intră în constituția masivelor muntoase ale Carpaților Meridionali centrali (6), vom încerca să redăm semnificația genetică a seriilor cristalofiliene care constituie aceste masive pentru a ajunge la o privire de ansamblu asupra evoluției paleogeografice și orogenetice antealpine a acestor munți, destul de puțin cunoscută pînă în prezent.

Această schemă sintetizează rezultatul cercetărilor și studiilor foarte amănunțite, efectuate în regiunea defileului Oltului, și a fost extinsă mai departe pe baza datelor cunoscute din literatură. Desigur că cercetările ulterioare vor aduce modificări sau completări acestei încercări de reconstituire paleogeografică și orogenetică pe care o aducem în discuție.

Trebuie să arătăm de la început că St. Ghica-Budești (8) face, în sinteza sa asupra Carpaților Meridionali, o primă tentativă de reconstituire paleogeografică, arătînd că unitatea structurală a Geticului, în care autorul îngloba și cristalinele Coziei, Cumpenii, Leaotei și Făgărașului, trebuie să se fi comportat la început ca o crustă afectată de o cută geanticlinală care separa o fosă mai profundă, în care predominau depozitele argiloase, de o altă fosă mai restrînsă, în care se depuneau preponderent marne și calcare. În această zonă geanticlinală presiunile orientate se manifestau cu o intensitate mai mare, favorizînd formarea mineralelor de stress de o parte și de alta a zonei unde lichidele palingenetice își deschideau drumul datorită presiunilor.

În lucrarea sa asupra Masivului Sebeşului, L. Pavelescu (9) face de asemenea consideraţii paleogeografice, susţinînd existenţa a două sectoare, separate printr-un recif coraligen, care a jucat rol de barieră. În partea de nord, în faţa acestei bariere sedimentarea s-a făcut într-o zonă litorală de mare puţin adîncă, predominînd un facies mai mult terigen psamitic, cu tendinţă spre cel psefitic, în timp ce în sud, se depuneau într-o mare mai adîncă diverse tipuri de argile şi marne argiloase cu caracter pelitic, uneori aleuritic şi cu slabe îndinţări spre un facies psamitic în imediata apropiere a recifului. Din această barieră n-a mai rămas decît fişia de calcare cristaline care se întinde de la Răşinari pînă la Cucuiuş, luînd dezvoltare mare la vest, în zona calcarelor Hunedoara—Runc.

★

Formaţiunile cristalofiliene care constituie Carpaţii Meridionali pot fi integrate deocamdată, pe baza datelor existente, într-o schemă de dezvoltare a cel puţin trei serii geosinclinale cutate şi metamorfozate în timpul a trei drame geologice succesive, ce s-au desfăşurat pe un vechi fundament cratonizat.

Fundamentul cel mai vechi cunoscut în această parte a Carpaţilor Meridionali centrali este reprezentat prin roci granitoide care au fost puse în evidenţă în Masivul Măgura Cisnădioarei.

Pe acest fundament granitoid s-a instalat o zonă geosinclinală foarte veche (arhaică? proterozoică veche?), ale cărei formaţiuni sînt reprezentate printr-un complex eruptiv, un complex pelitic argilos şi un complex flişoid.

Aceste formaţiuni geosinclinale au fost supuse unui metamorfism general în timpul unei prime faze orogenice, foarte vechi.

Această orogeneză a afectat şi fundamentul granitoid care a suferit fenomene de cataclazare, laminare şi recristalizare blastică, iar seriile suprapuse au fost transformate în şisturi cristaline; complexul eruptiv s-a transformat în diferite tipuri de amfibolite, asociate uneori cu cuarţite fine, depozitele argiloase au dat naştere la micaşisturi cu granaţi şi staurolit (seria de Sadu), iar seria flişoidă a devenit o serie monotonă constituită din alternanţe de paragnaise, cuarţite şi micaşisturi (seria de Cîrlige). Menţionăm de asemenea prezenţa unei stive groase de depozite cu caracter arcozian, rezultate prin dezagregarea rocilor granitoide din fundament, reprezentînd probabil o formaţiune de tip molasic, a cărei poziţie stratigrafică încă nu a putut fi precizată şi care a fost transformată în diferite tipuri de gnaise (seria de Măgura).

Aceste serii de formaţiuni cristalofiliene au fost puse în evidenţă în regiunea Cisnădioara—Sadu. Ele se află în prelungirea zonei Cumpăna, care prezintă o dezvoltare mare la est de Olt, şi a zonei micaşisturilor cu granaţi şi staurolit separată de Ghica-Budeşti sub numele de zona Şerbota în Masivul Făgăraşului.

Este probabil că se vor putea deosebi în aceste serii formaţiuni cu caracter eugeosinclinal şi formaţiuni cu caracter miogeosinclinal. Din lipsă de date de teren însă nu se pot face deocamdată mai multe preciziuni.

După această veche dramă geologică (12) a urmat o nouă scufundare cu formarea unui cuplu geosinclinal monoliminar (1), constituit dintr-o fosă eugeosinclinală, amplasată pe teritoriul de dezvoltare actuală a Masivului Sebeş—Lotru, şi o fosă miogeosinclinală, înspre N şi E, care ocupă zonele de dezvoltare actuală a seriei şisturilor cu porfiroblaste de albit (Rîuşorul Cisnădioarei şi regiunea Brezoi—Călineşti—Robeşti), continuîn-

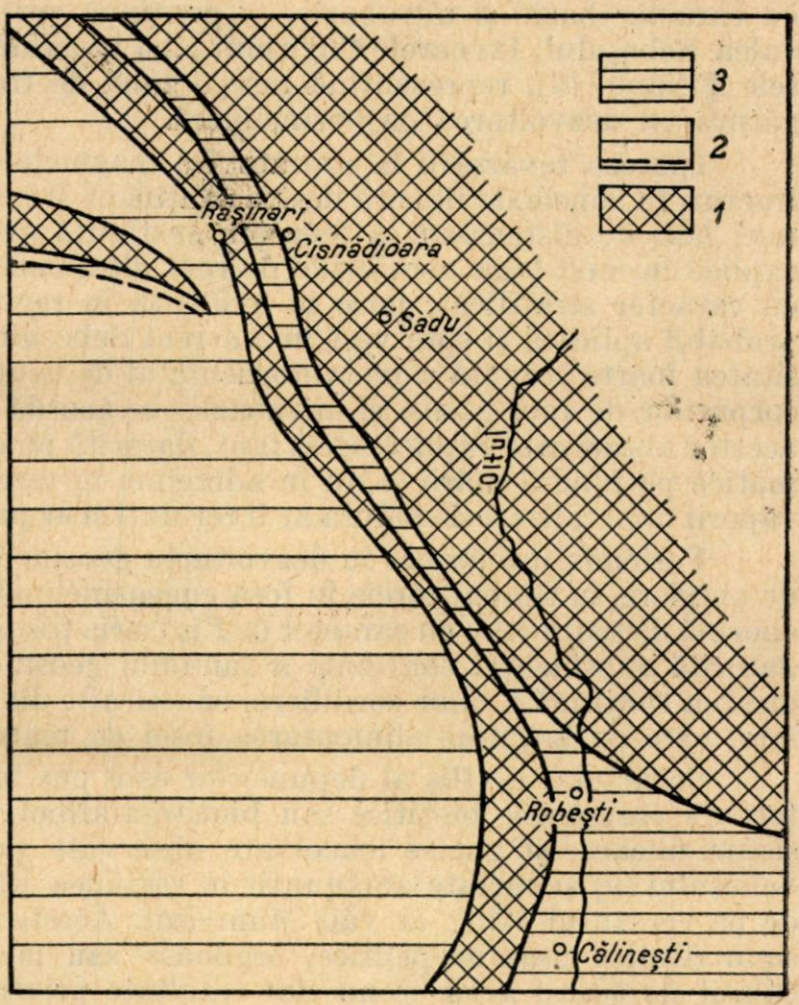


Fig. 1. — Schiţă paleogeografică privind evoluţia terenurilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali. Drama a II-a.

1, Fundament cratonizat; *2*, zona eugeosinclinală cu revărsări ofiolitice; *3*, zona miogeosinclinală.

du-se probabil între zonele Cumpăna şi Cozia pînă în Masivul Iezer şi Leaota (fig. 1).

Aceste fose erau separate printr-un prag continental constituit din gnaise de tip Măgura, care apar azi sub forma unor pene de fundament, formate din diferite tipuri de gnaise asociate în mod constant cu gnaise oculare, ce se înşiruie în regiunea defileului Oltului şi înspre vest în regiunea Gura-Rîului—Căpîlna—Iaz.

Istoria dezvoltării acestei fose eugeosinclinale poate fi descifrată în succesiunea seriilor de şisturi cristaline puse în evidenţă în împrejurimile de SV ale comunei Răşinari.

În zona de flexură dintre această fosă şi pragul continental s-au produs revărsări de magme bazice care au dat naştere la o bogată variaţie de roci ofiolitice, deschise într-o serie de aflorimente aproape continuie, în

cursul median al văii Muntelui (la sud de Răşinari), unde au putut fi recunoscute cele trei zone caracteristice complexelor de acest tip : zona bazală ultrabazică, zona mediană gabbroidă şi zona superioară amfibolitică, rezultată prin metamorfozarea unor roci microlitice şi microgrăunţoase (3), (5).

Această importantă zonă de fracturi, marcată prin apariţia unor roci cu caracter bazic şi ultrabazic, se continuă spre vest prin valea Dobrii, valea Sebeşului, Izvoarele Cugirului pînă în muntele Dealul Negru şi muntele Ţiţianul (9), reprezentînd însă o zonă de fracturi foarte vechi în legătură cu dezvoltarea eugeosinclinală.

Ipoteza revărsării la suprafaţă a magmelor bazice de-a lungul unor fracturi în zonele de flexură dintre continent şi fosa geosinclinală în timpul unei faze de distensiune a scoarţei, susţinută de unii autori francezi (5), explică în mod logic asociaţiile de roci ultrabazice, bazice şi intermediare cu caracter stratificat, puse în evidenţă în regiunea Răşinari, putînd fi probabil aplicată şi spre vest în Masivul Sebeşului. Inexistenţa sau intensitatea foarte scăzută a metamorfismului de contact termic în apropierea corpurilor de roci bazice şi ultrabazice se acordă de asemenea cu vederile acestor autori care explică acest fapt, datorită punerii în loc a maselor magmatice pe fundul mării şi nu în adîncime în rezervoare magmatice, unde vaporii mineralizaţi şi căldura ar fi reţinuţi şi ar putea acţiona în acest sens.

Perioada următoare în dezvoltarea geosinclinalului a fost o perioadă de umplere, în timpul căreia în fosa eugeosinclinală s-a produs o acumulare enormă de sedimente cu caracter de fliş (seria flişoidă de pe valea Muntelui), datorită subsidenţei continuie a fundului geosinclinalului, însoţită de ridicarea continuă a unor cordiliere, constituite din paragnaise şi gnaise oculare, care au asigurat alimentarea fosei cu material terigen.

Caracterul de fliş al depunerilor este pus în evidenţă prin alternanţele de paragnaise biotitice sau biotito-amfibolice cu granulaţii diferite, şisturi micacee şi gnaise leucocrate observate pretutindeni în cristalinul Sebeşului (9) şi cartate amănunţit în regiunea Răşinari (drumul de culme de pe versantul stîng al văii Muntelui). Aceste alternanţe reprezintă desigur ritmuri psamito-pelitice, argiloase sau marnoase, conţinînd intercalaţii de tufuri acide şi nu sînt rezultate printr-un fenomen de diferenţiere metamorfică sau de injecţie.

Sedimentele depuse în acest geosinclinal au fost supuse acţiunii metamorfismului general într-o nouă dramă geologică.

Autorii precedenţi au pus în evidenţă, în cristalinul Sebeş—Lotru, o creştere a gradului metamorfismului de la N la S (8). Acest fapt este firesc, deoarece era foarte normal să se producă o creştere a intensităţii metamorfismului de la marginea geosinclinalului spre centrul lui, unde subsidenţa a fost mai accentuată, unde temperatura şi presiunea au fost mai ridicate.

Ipoteza unei coborîri treptate a fundului geosinclinalului în zone din ce în ce mai profunde explică intensificarea fenomenelor de metamorfism general şi de migmatizare care ating o dezvoltare maximă în seria de Lotru.

Stadiile de formare a pegmatitelor pe seama materialului preexistent sînt foarte evidente în apropierea zonei continentale (regiunea Răşinari). Astfel se observă în pachetele de gnaise leucocrate ale seriei flişoide o creştere treptată a granularităţii mineralelor componente (cuarţ, plagioclaz, muscovit) care în partea centrală a pachetului prezintă aspecte pegmatoide caracteristice. Fenomene asemănătoare se remarcă şi în pachetele de gnaise oculare din fundamentul geosinclinalului.

În părţile profunde ale geosinclinalului, acest proces a fost mult mai accentuat, dezvoltările pegmatoide largi fiind din ce în ce mai frecvente. Uneori pegmatitele şi-au păstrat caracterul lor concordant; alteori ele constituie filoane discordante datorită migraţiei soluţiilor de-a lungul fracturilor în timpul unei faze de distensiune.

În urma unei noi faze de paroxism orogenetic însoţită de metamorfozarea generală şi migmatizarea depozitelor sedimentare, zona eugeosinclinală a început să se ridice, în timp ce în zona miogeosinclinală sedimentarea se continuă.

Fosa miogeosincliană se întindea dincolo de pragul continental constituit din gnaise caracteristice seriei de Măgura.

În această fosă s-a depus o serie de depozite cu caracter vulcanosedimentogen, prin metamorfozarea cărora au luat naştere diferite tipuri de şisturi cristaline, caracterizate prin prezenţa aproape constantă a albitului poikiloblastic, prezentînd adesea aspecte lenticulare-nodulare. Trebuie menţionată de asemenea prezenţa unor gnaise albitice cu caracter aproape monomineral, care reprezintă probabil curgeri de lave.

Aceste şisturi cristaline constituie seria şisturilor cu porfiroblaste de albit (seria de Rîuşorul Cisnădioarei). Ea este foarte deosebită de seriile puse în evidenţă în zona eugeosinclinală, fiind caracterizată prin prezenţa unui vulcanism sialic pronunţat sodic.

În această serie apar adesea zone de dimensiuni uneori kilometrice, constituite din gnaise de tip Măgura; aceste zone, contrar părerilor unor autori (11), care le considerau gnaise injectate în această serie, apar în lumina cercetărilor recente ca fiind insule ale fundamentului vechi.

Caracterul metamorfismului formaţiunilor miogeosinclinale şi stilul de cutare sînt de asemenea net diferite în comparaţie cu formaţiunile eugeosinclinale; seria şisturilor cu porfiroblaste de albit este caracterizată printr-un metamorfism de grad mai redus, prin roci cu granulaţie mai fină şi cu o şistozitate plan-paralelă şi prin parageneze corespunzătoare faciesului şisturilor verzi, subfaciesul almandinic.

După cratonizarea ariilor geosinclinale din perioada precedentă s-a produs o fază de regresiune de pe aceste teritorii şi de transgresiune spre ariile şi pragurile continentale.

În aceste regiuni s-au produs scufundări, luînd naştere o nouă serie de fose care au fost umplute cu sedimente terigene groase, marine şi care au fost ulterior uşor cutate şi slab metamorfozate în faciesul şisturilor verzi (seria de Sibişel).

În zonele de flexură a ariilor cratonizate s-a produs o serie de fracturi pe unde s-au revărsat lave bazice (complexul şisturilor amfibolice al seriei

de Sibișel în care apar masive de roci metagabbroide), care dau acestor fose un caracter eugeosinclinal (fig. 2).

Deasupra complexului amfibolitic, situat la baza seriei geosinclinale, urmează un complex vulcano-sedimentogen, caracterizat prin prezența materialului tufaceu acid și a curgerilor de lave (roci porfiroide), care reprezintă manifestările unui vulcanism sialic acid.

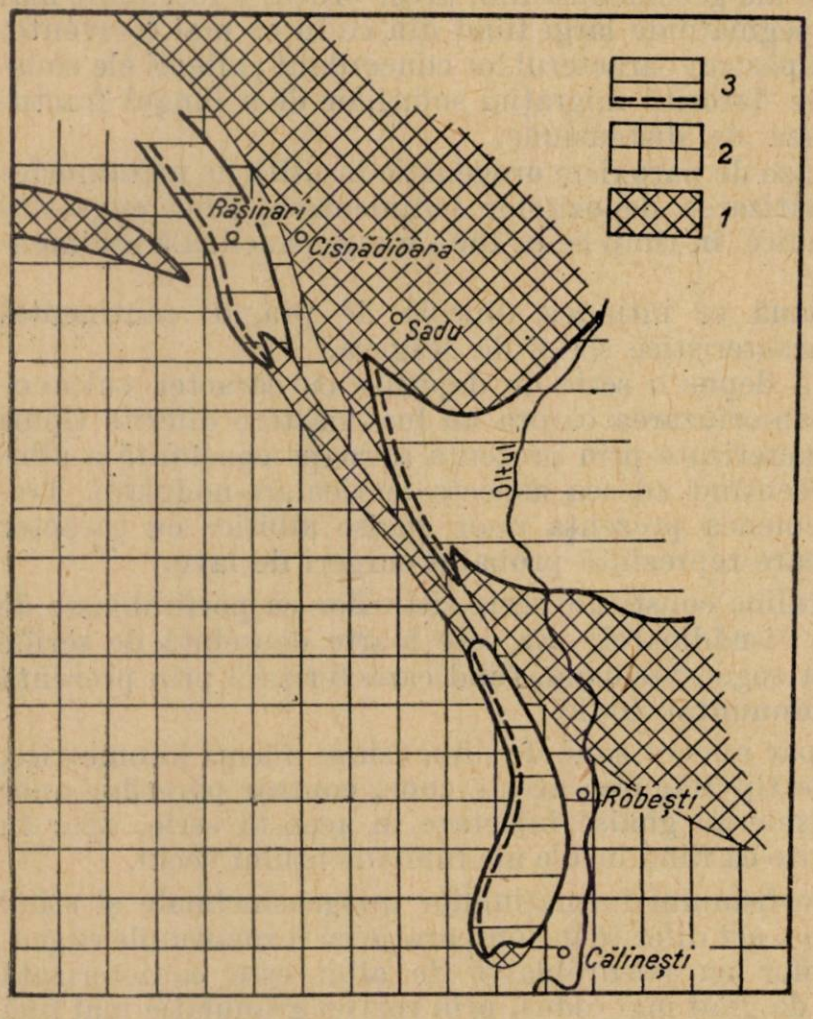


Fig. 2. — Schiță paleogeografică privind evoluția terenurilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali. Drama a III-a.

1, Fundament vechi cratonizat; *2*, fundament nou cratonizat; *3*, zona geosinclinală cu revărsări ofiolitice.

Peste acest complex se așterne în continuitate de sedimentare un complex calcaros cu caracter recifal, acoperit de șisturi fine, cuarțoase-grafitoase, desigur depozite aleuritice bogate în materie organică ce ar putea reprezenta formațiuni paralice care încheie acest ciclu de sedimentare.

Un nou ciclu de sedimentare (seria de Rășinari) începe cu un complex bazal, format din cuarțite blasto-psamitice, rezultate prin metamorfozarea unui nivel gresos, bine sortat, probabil o formațiune de țărm, marcînd o nouă afundare a fosei peste care s-au depus sedimente aleuro-pelitice (șisturi clorito-cuarțoase).

Remarcabilă este prezența unor intruziuni sinorogene cu caracter intermediar pînă la acid reprezentînd o serie plutonică sialică consang-

vină, caracterizate în regiunea defileului Oltului prin predominanța rocilor metagranodioritice.

Deşi formațiunile seriei de Răşinari sînt suprapuse peste cele ale seriei de Sibişel, ele pot fi considerate ca depozite cu caracter miogeosinclinal (2).

★

Abordarea studiului şisturilor cristaline, care constituie Carpații Meridionali centrali din punct de vedere litologic, pe de o parte, şi stratigrafic, pe de altă parte, a făcut posibilă această tentativă de reconstituire paleogeografică şi orogenetică prin considerarea pachetelor caracteristice datorită componenței materialului premetamorfic.

În această schemă am căutat să identificăm diversele faze de dezvoltare ale unor geosinoclinale, urmărind perioadele tectogenetice care au condus la formarea zonelor cratonizate anterioare istoriei alpine, reprezentate prin masivele cristalofiliene ale Carpaților Meridionali centrali.

ПОПЫТКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ И ОРОГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНЫХ КАРПАТ

РЕЗЮМЕ

На основании исследования стратономическими методами различных формаций кристаллических сланцев в зоне ущелья Олта, в центральной части Южных Карпат, авторы пытаются восстановить палеогеографическую и орогенетическую историю указанной зоны.

В толще кристаллических сланцев они выделяют различные серии пород, соответствующие спаренным монолиминарным геосинклиналям с характерными отложениями, смятыми в складки, и метаморфизированными в течение трех последовательных геологических драм.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Палеогеографическая схематическая карта эволюции кристаллических сланцев в центральной части Южных Карпат. Драма II. *1* — Кратонизированный фундамент; *2* — евгеосинклинальная зона с офиолитовыми излияниями; *3* — миогеосинклинальная зона.

Рис. 2. — Палеогеографическая схематическая карта эволюции кристаллических образований в центральной части Южных Карпат. Драма III. *1* — Древний кратонизированный фундамент; *2* — молодой кратонизированный фундамент; *3* — геосинклинальная зона с офиолитовыми извержениями.

ESSAI DE RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET OROGÉNIQUE DES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES

RÉSUMÉ

L'étude des formations cristallophylliennes de la zone du défilé de l'Olt, dans les Carpates méridionales centrales, par des méthodes stratonomiques, a rendu possible un essai de reconstitution paléogéographique et orogénique de cette zone.

L'auteur établit une division par séries cristallophylliennes correspondant à des couples géosynclinaux monoliminaires, avec leurs dépôts caractéristiques, ayant subi des plissements et des métamorphoses durant trois drames géologiques successifs.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma paléogéographique de l'évolution des terrains cristallophylliens des Carpates méridionales centrales. IIe drame. *1*, Soubassement cratonisé; *2*, zone eugéosynclinale à débordements ophiolithiques; *3*, zone miogéosynclinale.

Fig. 2. — Schéma paléogéographique de l'évolution des terrains cristallophylliens des Carpates méridionales centrales. IIIe drame. *1*, ancien soubassement cratonisé; *2*, nouveau soubassement cratonisé; *3*, zone géosynclinale à débordements ophiolithiques.

BIBLIOGRAFIE

1. AUBOUIN J., *Les aventures de la notion de géosynclinal*, Rev. de géogr. phys. et de géol. dyn., 1958—1959, **II**, *3*.
2. BOGDANOV A. A., *Problém vztahu kaledonské a variské tektogeneze v centrálním Kazachstánu*, Knijovna-Ústredninon ustavu Geologickeho svazek 36, Nakiladatelstvi Ceskosloveuské Academie věd Praha, 1961.
3. BRUNN H. J., *Mise en place et différentiation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolithique*, Rev. de géog. phys. et de géol. dyn., 1960, **III**, *3*.
4. — *Les éruptions ophiolithiques dans le NW de la Grèce; leurs relations avec l'orogénèse*, Cong. géol. international. Sect. XV, Comptes Rendus de la XIXe session, Alger, 1952, *XVII*.
5. — *Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale et d'une partie de la Macédoine occidentale*, Ann. géol. de phys. hell., seria I, 1956, **VII**.
6. CODARCEA-DESSILA M., *Contribuţii la stratonomia şi tectonica şisturilor cristaline ale Carpaţilor Meridionali centrali la V de Olt*, Stud. şi cercet. geol., 1961, **VI**, *3*.
7. DUBERTRET L., *Basaltes et roches vertes du Liban et Syrie et du Hatay*, Cong. géol. international, Sect. XV, Comptes Rendus de la XIXe session, Alger, 1952, *XVII*.
8. GHICA-BUDESTI ST., *Les Carpates Méridionales Centrales*, An. Inst. geol. Rom., 1939, **XX**.
9. PAVELESCU L., *Géologie et pétrographie des monts de Sebeş*, An. Com. geol., 1960, **XXVI**—**XXVIII**.
10. ПЕЙВЕ А. Б. и СИНИЦЫН В. М., *Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях*, Изв. Акад. Наук СССР, Москва, 1950, *4*.
11. STRECKEISEN A., *Sur la tectonique des Carpathes Méridionales*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**.
12. TERMIER H. et G., *L'évolution de la lithosphère I. Pétrogénèse*, Paris, 1956.
13. VUAGNAT M., *Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagne*, Cong. géol. international., Sect. XV, Comptes Rendus de la XIXe session, Alger, 1952, *XVII*.

STUDIUL UNOR IVIRI DE FOSFORIT DIAGENETIC DIN R.P.R.

DE

E. STOICOVICI, L. GHERGARIU şi I. MÎRZA

Comunicare prezentată de M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 12 iunie 1962

INTRODUCERE

Problema fosforitului ca produs de transformare diagenetică a carbonaţilor metamorfici din Munţii Apuseni a fost ridicată pentru prima dată de noi (25). Din această lucrare rezultă că fosforitul este un produs de alterare a marmurei şi a dolomitului-ankeritic metamorfozat din regiunea Runc (Turda).

În lucrarea de faţă, venim cu date noi în legătură cu răspîndirea procesului de formare, separare şi concentrare a fosforitului pe seama rocilor carbonatate, extinzînd studiul şi asupra altor iviri de fosforit din ţară, găsite de noi în vara anului 1958 pe calcare şi marmure (fig. 1).

Totodată aducem o serie de dovezi structural texturale, mineralogice şi chimice, pentru a explica un fenomen interesant şi răspîndit în ţara noastră.

APARIŢIA ŞI ASPECTUL STRUCTURAL TEXTURAL AL FOSFORITULUI

a. MODUL DE APARIŢIE A FOSFORITULUI PE TEREN

Din observaţiile noastre rezultă că fosforitul apare atît la suprafaţa carbonaţilor de natură metamorfică — marmură, dolomit-ankeritic — cît şi la suprafaţa calcarelor sedimentare, de vîrste şi ocurenţe diferite. Fosforitul apare sub formă de cruste (pl. I, fig. 5, 6 şi 7) şi blocuri (pl. I, fig. 3), la suprafaţa rocilor primare, sub formă de depuneri stalactitice în peşteri, ca draperii pe pereţii stîncilor, la ieşirea la zi a vaucluselor (pl.I, fig. 4), sau sub formă de produse brecioase, formate în jgheaburile torenţilor (pl. I, fig. 8).

În ocurenţa din Groapa Corabiei (vîrful Pleşa), blocurile de fosforit găsite de noi ating dimensiuni mari (30—50 cm) şi sînt răspîndite pe suprafaţa marmurei (pl. I, fig. 3 şi pl. II, fig. 9, 10 şi 11).

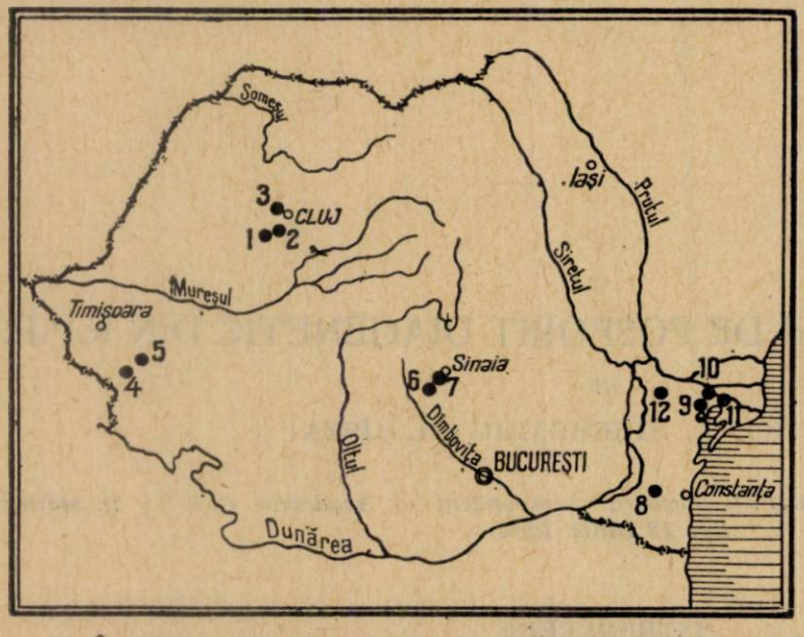


Fig. 1. — Schiţa ocurenţilor de fosforit cercetate. *1*, Runc; *2*, Buru; *3*, Baci; *4*, Dognecea; *5*, Colţan; *6*, peştera Ialomicioarei; *7*, cota 1400 (Sinaia); *8*, Medgidia; *9*, Agighiol; *10*, Beştepe; *11*, Murighiol; *12*, Culmea Priopcea.

În harta din figura 1 sînt indicate ocurenţele de carbonaţi, pe suprafaţa cărora au fost observate cruste de fosforit. În tabelul nr. 1 se dau cîteva caracteristici ale rocilor generatoare.

b. ASPECTE STRUCTURAL TEXTURALE

Crustele de fosforit apar pe substrat în pături succesive, de grosimi ce variază de la cîţiva microni pînă la 5 cm. Fosforitul se depune pe roca suport, prin intermediul unei zone de trecere cu compoziţia mixtă (calcit-fosforit); este străbătut de canale şi fisuri capilare (pl. II, fig. 12 şi 13), prin care se asigură circulaţia apelor de infiltraţie, venite din păturile superioare de fosforit, a cărui porozitate este remarcabilă, apreciindu-se între 3 şi 10% din volumul fosforitului.

Crustele şi blocurile de fosforit din ocurenţele studiate (fig. 1) prezintă o mare varietate texturală. Texturile pot fi concreţionare, stalactitice, zonare, agatiforme, cavernoase, brecioase, oolitice (pl. I, fig. 5—8 şi pl. II, fig. 9, 10 şi 11).

Prin cercetarea la microscop, fosforitul pune în evidenţă structuri concreţionar-coloidale pînă la cripto-cristaline-microlitice. Starea coloidală uneori se păstrează iar alteori este pe cale de cristalizare. Se observă toate trecerile de la starea amorfă la cea cripto-cristalină, sau chiar la cea microcristalină (pl. II, fig. 12 şi pl. III, fig. 14—19). Ca o constatare cu caracter general este faptul că în masa rocilor carbonatate din care provine fosforitul s-au găsit numeroase incluziuni opace, care prin calcinare s-au dovedit a fi lamele foarte fine de grafit, rezultat prin termometamorfoza resturilor organice din sedimentul primar. Aceleaşi resturi organice care au

produs grafitul pot fi considerate ca sursă a conținutului de fosfor al rocilor carbonatate.

În tabelul nr. 1 prezentăm ivirile de fosforit cercetate și dăm o descriere mineralogică succintă a lor.

COMPOZIȚIA CHIMICĂ

Prin tratarea cu acizi minerali, crustele de fosforit se dizolvă în cea mai mare parte, lăsînd în general un precipitat mai mult sau mai puțin abundent, de structură foarte fină, format din silicați insolubili, a căror natură mineralogică a fost arătată în tabelul nr. 1.

Pentru punerea în evidență a fosforitului a fost folosită reacția fosfomolibdatului în mediu de acid azotic (27).

În vederea obținerii datelor cantitative privind ionul PO_4^{3-}, s-au aplicat două metode, și anume : a molibdatului de amoniu și a azotatului de bismut (28). Au mai fost apoi luate în considerare conținuturile de PO_4^{3-} din paragenezele de carbonați care formează roca primară a fosforitului, de asemenea conținutul de fosforit din crustele de pe carbonați și, în fine, conținutul de fosforit din depunerile reziduale de oolite fero-manganoase, generate secundar pe seama dolomitelor-ankeritice.

Dăm în tabelul nr. 2 compoziția chimică a crustelor de fosforit și a rocilor din care provin.

Luînd în considerare compoziția chimică a fosforitului format prin descompunerea diagenetică a marmurei (analiza 1), constatăm că, și sub acest raport, fosforitul rezultat corespunde cu o substanță omogenă, fiind astfel în acord cu rezultatele analizei microscopice.

În tabelul nr. 3, redăm comparativ, compoziția fosforitului de la Runc și a cîtorva ocurențe de fosforit din străinătate.

Remarcăm oscilația în limite destul de largi, și anume între 0,61 și 8,36 %, a conținutului de CO_2 din fosforite, deci și a carbonatului de calciu pe care acesta îl formează și care se răspîndește în rețeaua fosfatului de calciu, sub forma unui amestec izomorf.

Ținînd seama de omogenitatea mineralogică a fosforitului metacoloidal studiat, sîntem îndreptățiți să conchidem că el formează, împreună cu carbonatul, amestecuri moleculare. La un conținut mai mic decît 8 % CO_2, acesta poate fi asimilat în structura fosforitului, fără să se observe nici o particularitate optică sau morfologică a carbonatului de calciu.

Există apoi un amestec fizic cu două faze : de calcit și carbonat-apatit și, în fine, un calcit care la rîndul său dizolvă izomorf o cantitate variabilă de fosforit. Limita superioară a cantității de fosforit, conținută ca amestec izomorf în calcit, nu s-a putut stabili, dar ea ar putea fi superioară valorii 2,84 % găsită de noi cu ocazia analizei marmurei din Groapa Corabiei (tabelul nr. 2, analiza 2). Compoziția mineralogică, rezultată din cercetarea la microscop a mai multor secțiuni prin aceeași marmură, nu indică prezența fosforitului sau a altui fosfat.

Analizele cantitative și calitative executate pe materialul variat al carbonaților demonstrează următoarele : 1) P_2O_5 este prezent în toate

Tabelul nr. 1

Ocurenţele de fosforit cu caracterizarea acestora

Nr. crt.	Localitatea şi ivirea cu fosforit	Culoarea	Structura	Textura	Grosimea crustei cm	Modul de apariţie	Impurităţi	Natura suportului	Vîrsta suportului	Observaţii
1.	Runc (Turda) A) Groapa Corabiei	albă-gălbuie ca fildeşul	concreţionară ritmică, f. fină coloidă microcristalină	alveolară-compactă	0,01—50	pe fisuri subaeriene	calcit, limonit cuarţ, muscovit	marmură		ivirea cea mai importantă ca extindere şi de cea mai mare concentraţie în P_2O_5 *)
	B) Cheile Runcului, vîrful Pleşa, vîrful Urdorii	roşie-violacee	concreţionară	compactă, slab cimentată	0,01—5	fisuri peşteri	hematit, goethit, magnetit, cuarţ, argilă limonitoasă	dolomit, ankeritic, hematitic		
	C) vîrful Pleşa—Runc	brună-neagră	concreţionară	afînată	0,2—3,0	în masa oolitelor de fier-mangan	fosforitul constituie impurităţi pentru oolitele de fier-mangan	oolite limonitice piroluzitice		
	D) vîrful Pleşa (Lunca-Largă)	gălbuie	zonară stalactitică	compactă	30—100	pe pereţii vaucluselor	grafit, hematit, magnetit, calcit	dolomit grafitos oolitic		
	E) vîrful Cerbu, Dealul Cetate—Runc	galbenă-cenuşie	metacoloidală spongioasă	compactă	0,01—5	subaerian	muscovit, cuarţ, argilă limonitoasă	calcare	cretacic superioară senoniană	

	F) vîrful Poeniţii — Runc	galbenă-cenuşie	meta-coloidală	compactă	0,01 — 2	subaerian	muscovit, cuarţ, argilă limonitică, calcit	gresii şi marne	cretacic superioară senoniană	
2.	Buru (Turda)	albă-gălbuie	concreţionară	compactă	0,1 — 3	subaerian şi pe fisuri	argilă limonitoasă, biotit clorit, amfibolit şi limonit-magnetit	dolomite metamorfozate		
3.	Baci (Cluj)	gălbuie	concreţionară	compactă	0,1 — 1	subaerian	calcit, argilă caolinoasă-limonitoasă, sericit, muscovit	calcare grosiere	eocenă	
4.	Colţan (Banat — Bocşa-Romînă), Dealul Colţan cota 271	cenuşie	concreţionară	compactă	0,01 — 2	pe fisuri subaerian	calcit, argilă caolinoasă-limonitoasă-sericitoasă, biotit cloritizat	calcare compacte	tithonică neocomiană (8)	
5.	Ocna-de-Fier, Banat, Dealul Dănilii (597 m)	cenuşie-gălbuie	meta-coloidală	compactă	0,01 — 2	pe fisuri subaerian	calcit	calcare cristaline	tithonică (8)	
6.	peştera Ialomicioarei, Bucegi	albă-gălbuie	concreţionar-stalactitică rugoasă	compactă	0,1 — 5	pe fisuri subaerian	sericit, cuarţ, argilă caolinoasă-limonitoasă	calcar	tithonică (20)	prezintă concentraţii remarcabile în P_2O_5

*) Puritatea deosebită a ivirii de fosforit de pe marmura din Cheile Runcului se poate vedea şi din compoziţia mineralogică a concreţiunilor (Groapa Corabiei), care dă — prin planimetrarea secţiunilor — următoarele valori: fosforit 92,8%, calcit 1,5%, muscovit 1,5%, cuarţ 0,2%, limonit 0,4%, pori 3,6%.

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. crt.	Localitatea şi ivirea cu fosforit	Culoarea	Structura	Textura	Grosimea crustei cm	Modul de apariţie	Impurităţi	Natura suportului	Vîrsta suportului	Observaţii
7.	cabana „Cota 1400" Sinaia, Bucegi	gălbuie	rugoasă	compactă	0,1—1	pe fisuri subaerian	argilă limonitoasă, cuarţ, sericit	calcare	berriasiană (20)	
8.	Medgidia — Dobrogea	albă-gălbuie	concreţionară-stalactitică	compactă	0,1—1	pe fisuri subaerian	calcit, argilă limonitoasă, limonit concreţionar	calcar	cretacică (13)	în calcarele cretacice a fost semnalată în ultima vreme prezenţa fosforitului (2)
9.	Agighiol—Dobrogea	gălbuie-brună	stratificat-concreţionară	compact-vacuolară	0,1—3	pe fisuri subaerian	cuarţ, argilă sericitoasă-limonitoasă, agregate de limonit	calcar	triasic superioară (1), (21)	
10.	Mahmudia—Dobrogea	cenuşie-roşcată	stratificat-concreţionară	compactă	0,01—0,1	pe fisuri subaerian	argilă sericitoasă, cuarţ limonit	calcar cenuşiu	devoniană (18)	
11.	Murighiol—Dobrogea	cenuşie-gălbuie	stratificat-concreţionară	compactă	0,01—0,3	pe fisuri subaerian		calcar	triasică (1), (21)	
12.	Culmea Priopcea—Dobrogea	cenuşie deschis	stratificată	compactă	0,01—0,1	pe fisuri subaerian	argilă sericitoasă-limonitoasă, cuarţ, ilmenit, hematit	calcar	devoniană (10)	

Tabelul nr. 2

Compoziția chimică a crustelor de fosforit și a rocii din care provin

Compoziția % / Ocurența	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	CO_2	P_2O_5	S	C	H_2O	Substanță organică	Suma
1. Crustă de pe marmură, Groapa Corabiei	0,50	0,77	—	0,01	0,37	53,19	8,38	36,31	—	—	0,54	—	100,06
2. Marmură de sub crusta de fosforit, Groapa Corabiei	0,17	urme	—	urme	0,20	55,75	40,91	2,84	—	—	0,05	—	99,92
3. Marmură din Groapa Corabiei	0,08	urme	—	urme	0,31	55,70	43,60	0,14	—	—	0,04	—	99,87
4. Calcit din brecia ankeritică, Cheile Runcului	0,40	urme	—	—	0,71	54,61	43,72	0,18	—	—	0,35	0,31	100,28
5. Dolomit ankeritic, vîrful Pleșa—Runc	0,12	0,59	1,28	0,57	20,78	30,32	46,43	0,04	—	—	0,03	—	100,16
6. Dolomit grafitos, Cheile Runcului	1,73	0,59	2,76	1,02	18,74	30,69	44,77	0,02	—	0,10	0,03	—	100,45
7. Dolomit alb, Cheile Runcului	0,05	0,54	1,18	0,35	20,56	31,03	46,64	urme	—	—	0,02	—	100,37

Tabelul nr. 2 (continuare)

Compoziţia % / Ocurenţa	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	CO_2	P_2O_5	S	C	H_2O	Substanţă organică	Suma
8. Concreţiuni fero-manganoase din vîrful Pleşa, Runc — I R *)	2,44	2,50		32,50				5,90	0,13				
9. *Idem* — VIII R	1,17	72,10		1,14				2,36	0,81				
10. *Idem* — XI R	10,44	70,00		0,62				1,90	0,14				
11. *Idem* — IX R	1,19	15,00		4,22				1,85	0,49				
12. *Idem* — X R	1,24	42,00		1,06				1,46	0,25				
13. *Idem* — IV R	5,12	31,30		11,85				1,56	0,32				
14. *Idem* — VII R	3,77	7,70		2,90				0,41	0,57				
15. *Idem* — XI R	3,48	86,00		0,31				0,34	0,26				

*) Analizele 8—15 au fost executate în 1952 de Laboratorul de chimie al Comitetului geologic, Bucureşti.

Tabelul nr. 3

Compoziţia chimică comparativă a fosforiţilor

Oxizi % / Ocurenţe	Fosforit Runc	Dahllit Groenlanda (5)	Dahllit Norvegia (4)	Kurskit Verk Kama (7)	Dahllit Franţa (7)	Dahllit R.S.S. Ucraineană (7)	Staffellit Amberg (7)	Staffellit Staffel (7)	Fosforit reniform Podolia (6), (11), (14)	Fosforit sferoidal Podolia (14)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	0,50	—	—	0,10	0,40	—	—	—	7,90	8,11
Al_2O_3	—	3,15	—	—	0,44	0,46	0,03	—	3,90	4,10
Fe_2O_3	0,77	—	—	—	0,34	1,73	0,04	—	—	—
FeO	—	—	0,79	—	—	—	—	—	1,76	1,90
MnO	0,01	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,03
MgO	0,37	—	—	—	—	—	—	0,22	0,36	0,24
CaO	53,19	54,10	53,10	49,03	53,16	51,31	54,67	55,08	48,20	45,94
Na_2O	—	0,77	0,89	—	0,77	0,66	—	0,20	—	0,27
K_2O	—	—	0,11	—	0,28	0,45	—	0,31	0,31	—
P_2O_5	36,31	32,40	38,44	32,07	38,57	36,44	39,05	38,76	32,25	33,48
CO_2	8,38	8,26	6,29	5,45	4,46	4,18	3,19	2,14	1,80	0,61
SO_3	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—
F	—	—	—	4,48	0,19	0,26	3,05	2,07	2,50	3,50
Cl	urme	—	—	—	0,02	—	—	0,01	urme	urme
$H_2O + 300°$					0,51					
$H_2O/110 - 300°$					0,21					
$H_2O - 110°$	0,54	1,32	1,37	urme	0,48	4,87	1,40	1,26	—	—
Substanţă organică						0,56				
Total	100,07	100,00	100,99	91,13	99,88	100,92	101,43	100,05	99,04	98,18

rocile analizate; 2) conținutul în P_2O_5 variază foarte mult în funcție de conținutul primar de fosfor al rocii din care rezultă.

Crustele analizate chimic au prezentat un conținut de P_2O_5 aproximativ de 10 ori mai mare decît al rocii pe seama căreia s-a format acest fosforit (tabelul nr. 2), valoarea absolută a acestui conținut menținîndu-se totuși, în cazul unui suport de carbonat sărac în fosforit, la valori minime, fără să se poată sesiza microscopic prezența vreunui mineral cu fosfor.

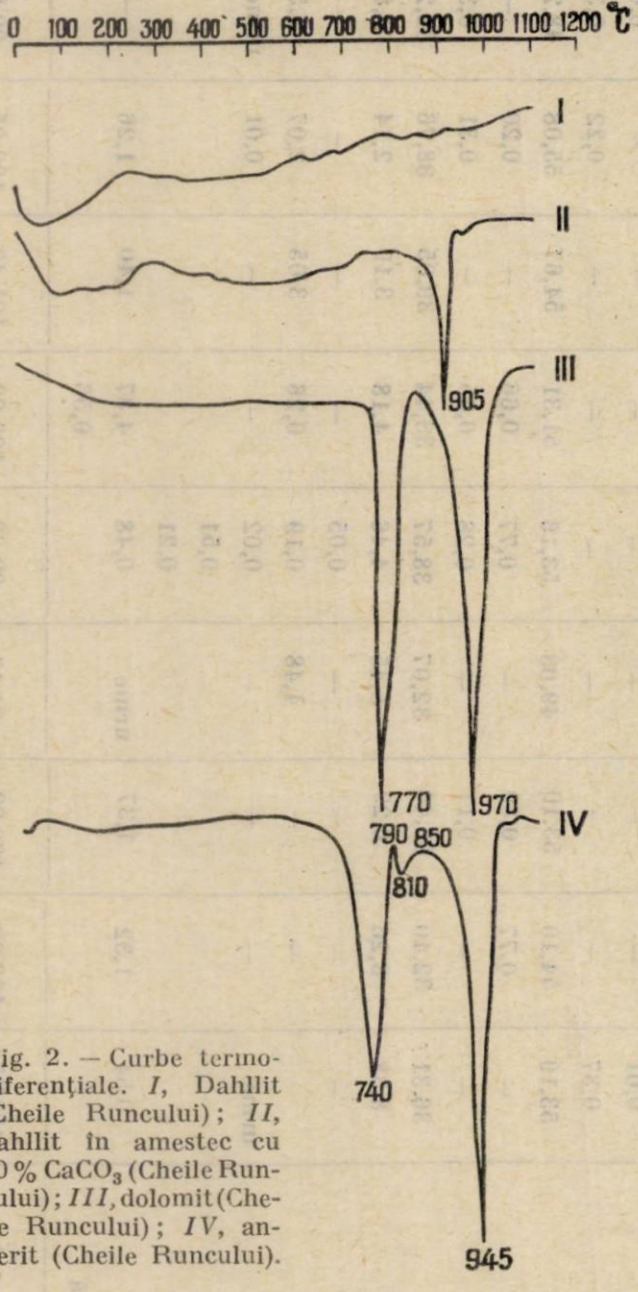


Fig. 2. — Curbe termodiferențiale. *I*, Dahllit (Cheile Runcului); *II*, dahllit în amestec cu 10 % $CaCO_3$ (Cheile Runcului); *III*, dolomit (Cheile Runcului); *IV*, ankerit (Cheile Runcului).

Din analiza chimică rezultă de asemenea că există zone foarte bogate în fosforit, situate în marmură (de exemplu Groapa Corabiei — Runc) sau în locuri care, prin poziția lor, favorizează o concentrare a fosforitului (de exemplu peștera Runcului), după cum și cazuri cu un conținut global foarte scăzut (de exemplu ocurențele de la Baciu, Colțan, Cota 1400 (Sinaia) etc.).

Comparînd rezultatele analizelor chimice ale fosforitului din Groapa Corabiei cu compoziția procentuală a altor ocurențe de fosforit (tabelul nr. 3, coloanele 3,4,6 și 7) constatăm o bună concordanță cu mineralul numit dahllit.

Prin interpretarea acestor analize, bazate pe raporturi moleculare, se obține o compoziție de formula:

$$4\ Ca_3(PO_4)_2 \cdot 3\ CaCO_3 \cdot 1/2\ H_2O,$$

în care raportul fosfat de calciu pe carbonat de calciu este 4/3 și se apropie cel mai mult de acela al dahllitului, cu raportul 3/2. Interpretarea dată de noi, prin care considerăm dahllitul ca un amestec izomorf de fosfat și carbonat de calciu, este în concordanță atît cu concepția modernă în legătură cu compoziția chimică a carbonat-apatitului, cît și cu nomenclatura fosforiților (23).

Deși raportul molecular al fosforitului de la Runc indică un conținut de carbonat cu puțin mai mare decît cel care revine fosforitului din Groenlanda, luat de noi drept prototip, credem că nu este cazul să facem o nouă

specie mineralogică, întrucît este vorba de un amestec izomorf de doi componenți, în care termenul carbonat poate varia în limite destul de largi. Acest raport de 4/3 găsit în cazul fosforitului de la Runc, poate reprezenta un raport maxim întrucît dahllitul de aici apare într-un exces de carbonat de calciu (marmură).

DATE RÖNTGENOGRAFICE PRIVIND STRUCTURA

Avînd în vedere structura cripto-cristalină a fosforitului, am aplicat metoda röntgenografică a pulberilor (metodă Debye—Scherrer) pentru descifrarea structurii sale reticulare. În acest scop a fost studiat fosforitul cel mai pur, format pe marmura din Groapa Corabiei. Totodată s-a analizat pe aceeași cale și suportul de marmură din nemijlocita apropiere a crustei de fosforit. Analize similare au fost executate la crustele de fosforit de pe ankeritul-dolomitic, la cimentul breciei ankeritice și la ankerit.

Pentru comparație, au fost executate röntgenograme Debye—Scherrer pe pulberi obținute dintr-un cristal de calcit („spat de Islanda") din localitatea Între-Galde—Munții Apuseni și la apatitul transparent și cristalizat din Ehrenfriedensburg.

Rezultatele obținute sînt cuprinse în tabelul nr. 4, din care reies valorile lui ϑ, obținute din debyeograme executate cu o anticatodă de Cu, un filtru de Ni și cu o cameră avînd diametrul de 57,3 mm.

Din datele de analiză röntgen rezultă că fosforitul are o structură reticulară compatibilă cu a mineralului numit carbonat-apatit (17), (19), (22), (26), descris în literatură sub numele de dahllit.

Acest mineral poate apare fie în amestec mecanic cu calcitul, fie independent.

Ca mineral paragenetic al carbonat-apatitului apare numai calcit și niciodată dolomit sau ankerit, chiar și atunci cînd substratul este format din dolomit-ankeritic (tabelul nr. 4). Se pare că acțiunea apelor vadoase produce o descompunere selectivă a carbonaților—cu îndepărtarea ionilor de Mg, Fe și Mn. Concomitent are loc precipitarea carbonat-apatitului (dahllitului) dintr-o soluție coloidală și a carbonatului de calciu, sub formă de calcit, în crustele ce se formează la suprafața carbonaților.

Această descompunere selectivă a celor trei carbonați și deci îndepărtarea mai ușoară a ionilor Mg^{2+}, Fe^{2+} și Mn^{2+} se poate înțelege mai bine dacă ținem seama de solubilitatea mai mare a bicarbonaților respectivi și, eventual, de o capacitate mărită de difuziune a acestor ioni metalici mai mici, cu raza ionică respectivă de 0,78, 0,75 și 0,80 Å, în comparație cu ionul de calciu cu raza de 0,99 Å. Ca o confirmare a acestui punct de vedere prezentăm în tabelul nr. 5 datele privind solubilitatea carbonaților și a bicarbonaților în discuție. Pentru carbonații binari și ternari (de exemplu dolomitul și ankeritul) admitem un mers paralel al solubilităților (pentru aceste sisteme n-am găsit date de solubilitate).

Din aceste date comparative rezultă că valorile minime ale solubilității revin carbonatului și bicarbonatului de calciu. În afară de solubilitatea mărită a carbonaților de Mg, Fe și Mn, la ultimele două elemente mai in-

Tabelul

Valorile ϑ și intensitatea liniilor

Dahllit				Apatit		Calcit			
1		2		3		4		5	
Runc, Groapa Corabiei		Groenlanda prototip (24)		Ehrenfriedensburg		marmura de sub crustă, Runc		crustă pe dolomit-ankeritic (jos), Runc	
ϑ	I	ϑ	I	ϑ	I	ϑ	I	ϑ	I
26,52	s	25,91	s	27,05	s	30,05	fi	30,40	fi
29,27	i/s	29,26	i/s	29,35	i/s	36,70	i/s	36,70	i/s
30,94	fs	30,05	fs	30,45	fs	40,15	i	40,45	i
32,20	fi	32,20	fi	32,20	fi	43,95	i	43,95	i
33,00	i	33,00	i	33,05	i	48,05	fi	48,25	fi
—		34,09	fs	—		49,40	i/fi	49,25	i/fi
34,74	i	35,54	i	34,25	i	58,00	i	58,20	i
36,14	s	37,00	s	36,40	s	61,55	i	61,50	i
40,00	fi	39,94	fi	39,94	fi	65,20	fs/s	65,20	s
41,10	s	42,08	fs	41,05	s/i	66,45	s	66,50	s/fs
44,10	fs	44,58	fs	—		70,65	fs	70,50	fs
—		45,43	fs	—		73,40	i/s	73,30	i/s
47,00	i	46,76	i	46,85	i	77,50	s	77,45	i/s
48,20	s/i	48,18	s	47,80	i/s	82,40	s	82,70	s
49,60	fi	49,50	fi	49,45	fi	84,40	s	84,50	s
50,90	i	50,54	i	50,60	i	93,60	fs	—	
51,10	s	51,38	s	—		95,35	i/s	—	
—		—		51,70	s/fs	96,60	fs	—	
—		52,13	fs	—		99,50	fs	99,95	s/i
53,30	i/s	53,17	i/s	53,25	fs	106,50	s	106,70	s
56,00	s	55,85	s	54,40	fs	110,00	s	110,50	s/fs
59,90	s	60,10	s	57,40	s	119,00	s	—	
61,40	s	61,70	s	61,50	s	—		121,10	s/fs
—		63,08	fs	62,85	fs	—		—	
63,70	fi	63,95	fi	—		—		—	
64,25	i/fi	64,50	i/fi	64,30	s	—		—	
—		64,55	fs	65,05	s	—		—	
66,30	fs	—		66,40	fs	—		—	
68,26	fs	—		—		—		—	
69,80	fs	—		—		—		—	
72,00	s	—		—		—		—	
73,80	s	—		73,05	s				
75,20	s/fs	—		—					
77,25	fi	—		—					
78,00	i/fi	—		—					
81,30	fs	—		—					
83,10	i	—		—					
84,00	s	—		—					
87,90	fi	—		—					
88,70	i/fi	—		—					
90,50	s/fs	—		—					
92,92	fs	—		—					

nr. 4

spectrelor cristalografice

Calcit				Dolomit		Ankerit	
6		7		8		9	
crustă pe dolomit ankeritic (sus), Runc		spat de Islanda, Între-Galde		dolomit suport, Runc		ankerit suport, Runc	
ϑ	I	ϑ	I	ϑ	I	ϑ	I
30,25	fi	30,50	fi	32,40	fi	31,65	fi
36,60	i/s	36,95	i/s	35,00	s	34,20	s
40,25	i	40,40	i	36,80	s	36,25	s
43,90	i	44,05	i	38,70	s	38,10	s
47,80	i/fi	48,20	i/fi	42,20	i/fi	41,85	i
49,25	i/fi	49,45	i/fi	46,30	i	45,70	s/i
58,20	s	58,20	s	52,00	fi	51,50	fi
61,55	i/s	61,90	i/s	60,90	s	59,75	fs
65,45	s	65,80	s	64,50	s	64,10	s
—		66,30	s	66,00	fs	66,55	fs
—		71,00	fs	68,30	s	68,05	s/i
—		73,70	i/s	71,40	s	71,00	s
—		78,00	s	73,80	s	73,30	s
82,00	s	82,00	s	75,55	s	72,10	s
84,20	s	84,50	s	78,00	s/i	77,40	s/i
—		93,80	fs	80,65	s	80,30	fs
—		95,50	i/s	83,40	s	83,00	s
—		97,00	s/fs	88,60	s	88,20	i/s
99,90	i	99,80	i	89,70	fs	89,70	s
—		106,60	s	90,00	fs/s	—	
—		110,50	s/fs	101,10	fi	101,00	i/s
—		119,80	s/fs	105,00	i	104,55	s
—		121,00	s/fs	107,00	i	106,65	s/i
—		130,00	s	113,10	i	113,00	i
—		134,10	s	116,35	s	116,00	s
—		143,00	s	119,25	s	119,00	s
—		148,00	s	127,00	s	127,00	s/i
—		150,80	s	131,50	s	131,55	s/i
—		157,20	i	134,55	s	134,90	s
—		159,00	i/s	139,40	s	139,55	s
—		—		—		156,50	s
—				—		158,50	s

Tabelul nr. 5

Solubilitatea carbonaților și bicarbonaților

Carbonați (9)	CO_3Ca	CO_3Mg	CO_3Fe	CO_3Mn
Solubilitatea carbonaților (g/l)	$1,3.10^{-3}$ (la 18°)	$3,4.10^{-3}$ (la 25°)	$6,7.10^{-3}$ (la 25°)	$13,0.10^{-3}$ (la 18°)
Bicarbonați (12)	$(CO_3)_2H_2Ca$	$(CO_3)_2H_2Mg$	$(CO_3)_2H_2Fe$	$(CO_3)_2H_2Mn$
Solubilitatea bicarbonaților g/l (la 25°)	$4,6.10^{-3}$	$27,0.10^{-3}$	$72,0.10^{-3}$	$40,0.10^{-3}$

tervine și capacitatea pronunțată de oxidare a fierului și manganului. După un timp oarecare, aceste două elemente se separă ca limonit, respectiv pirolUzit. Astfel de depuneri (pl. III, fig. 14 și 16) se întîlnesc uneori în golurile din masa fosforitului.

În cazul cînd procentul de P_2O_5, conținut în carbonatul din substrat : calcit (marmură), dolomit și ankerit, este sub 3 (tabelele nr. 2 și 4), rețeaua cristalină pusă în evidență prin metoda pulberii este aceea a substratului.

Röntgenogramele carbonat-apatitului (dahllitului) pun în evidență numai liniile caracteristice ale acestuia, fără să se observe liniile calcitului din substratul de marmură (tabelul nr. 4).

Prezența bioxidului de carbon în carbonat-apatit a fost demonstrată chimic. Formarea unui compus stabil, a dahllitului, se confirmă și prin tratamentul termic al acestui mineral. Curba termodiferențială obținută la dahllit se deosebește esențial de curbele carbonaților calcit, dolomit și ankerit (fig. 2). Prin calcinarea dahllitului pînă la temperatura de 1 100°, nu se înregistrează nici o transformare termică. Noul mineral, format diagenetic, se dovedește a fi mult mai rezistent termic în urma asimilării grupării CO_2 în rețeaua dahllitului decît carbonații. După cum rezultă din figura 2, dahllitul rezistă pînă la temperatura de 1 100°, pe cîtă vreme carbonații se disociază termic la temperaturi sub 1 000°, curbele lor avînd un mers specific. În schimb, amestecul mecanic de dahllit, cu 10% carbonat de calciu chimic pur, dă minimul caracteristic calcitului (fig. 2). Această stabilitate sporită a dahllitului este justificată teoretic prin energia reticulară mai mare a anionului PO_4^{3-}.

Concluzia care se desprinde din aceste fapte este că în rețeaua carbonat-apatitului, se formează un amestec izomorf între grupările CO_3OH^{3-} și PO_4^{3-} (3). După cum se știe, atît carbonul cît și fosforul formează în structurile lor reticulare configurații tetraedrice, astfel încît o substituire izomorfă a celor două elemente — în anumite limite — este plauzibilă. Credem în schimb neîntemeiat izomorfismul între CO_3^{2-} și Ca^{2+}, așa după cum se afirmă uneori, în mod arbitrar (15), (16).

În ceea ce privește structura carbonaților, se constată, consultînd același tabel nr. 4, că rețeaua cristalină se lărgește treptat de la calcit în spre ankerit, în măsura în care scad valorile unghiurilor tetha (9), în conformi-

Fig. 3. — Blocuri de fosforit cu structură cavernoasă, din vîrful Pleșa, Runc.

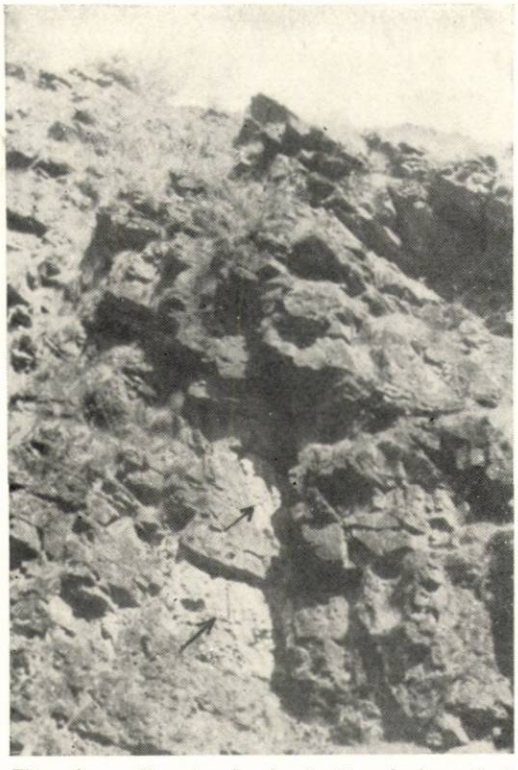


Fig. 4. — Cruste de fosforit sub formă de draperii pe pereții stîncilor. Cheile Runcului.

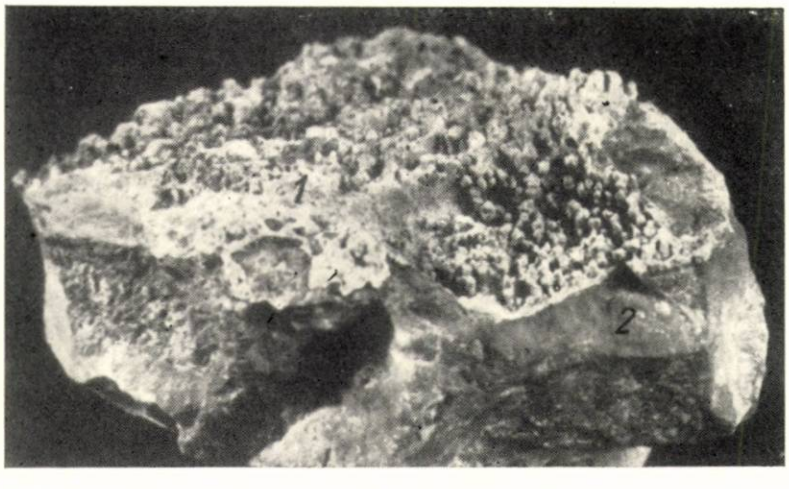


Fig. 5. — Crustă de fosforit (*1*) pe dolomit ankeritic (*2*). Cheile Runcului, Runc (1/2).

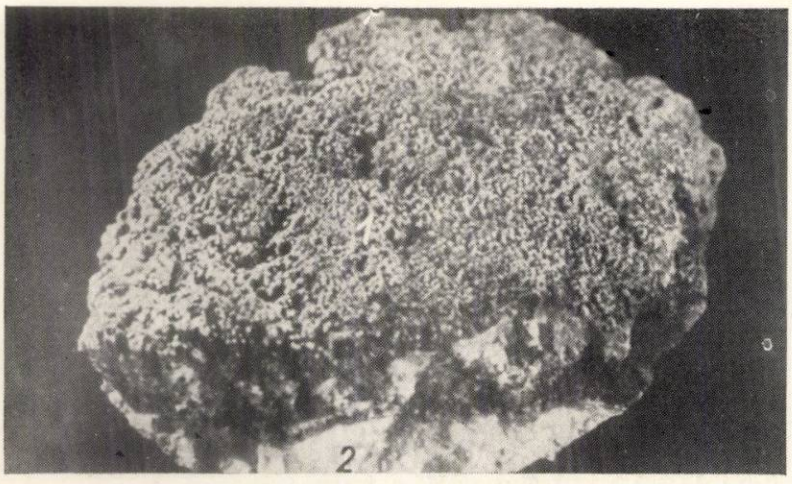


Fig. 6. — Crustă de fosforit (*1*) pe marmură (*2*). Cheile Runcului, Runc (1/2).

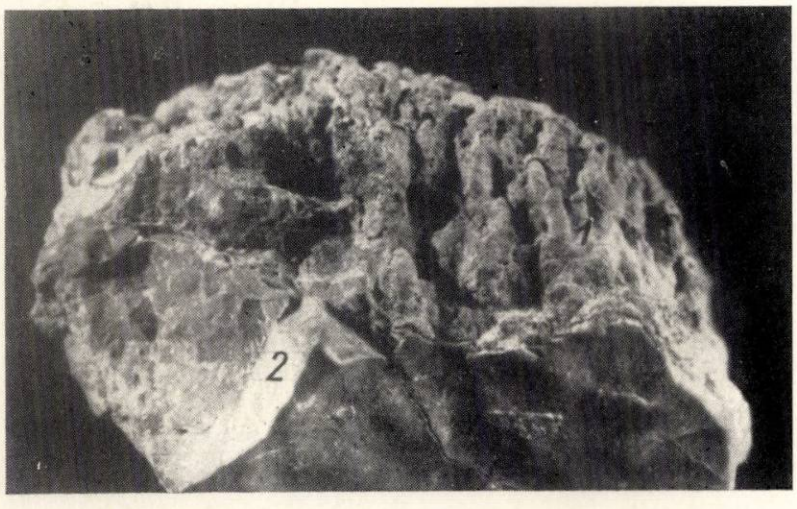
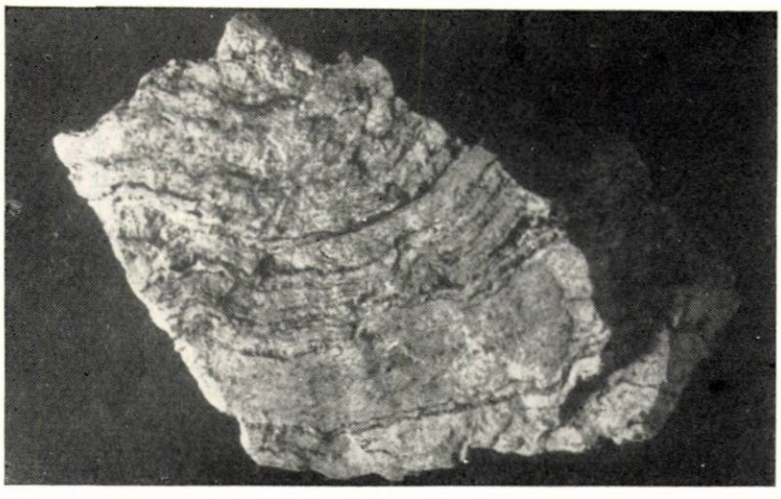


Fig. 7. — Crustă de fosforit (*1*) depusă pe calcar triasic (*2*). Agighiol — Dobrogea (Dealul Căuşul) (1/2).

Fig. 8. — Brecie ankeritică cu ciment de fosforit-calcit (*1*); fragment de ankerit (*2*). Cheile Runcului, Runc (1/2).

Fig. 9. — Fosforit cu textură agatiformă. Groapa Corabiei, vîrful Pleșa, Runc (1/2).



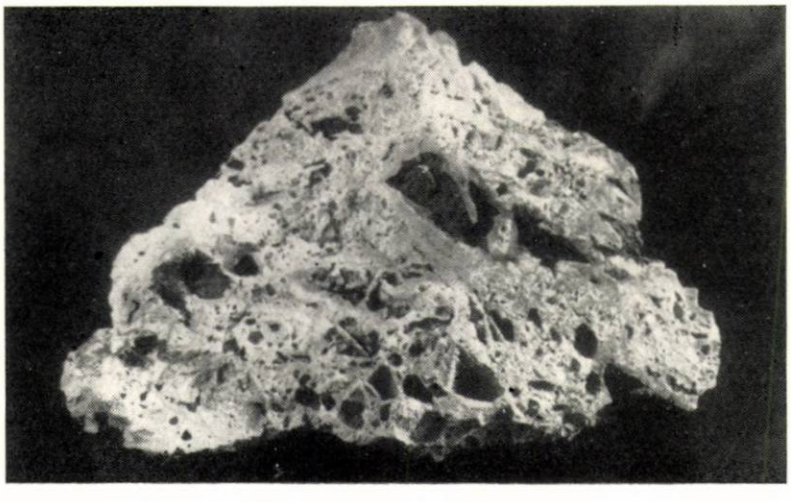


Fig. 10. — Fosforit cu textură cavernoasă. Groapa Corabiei, vîrful Pleșa, Runc (1/2).

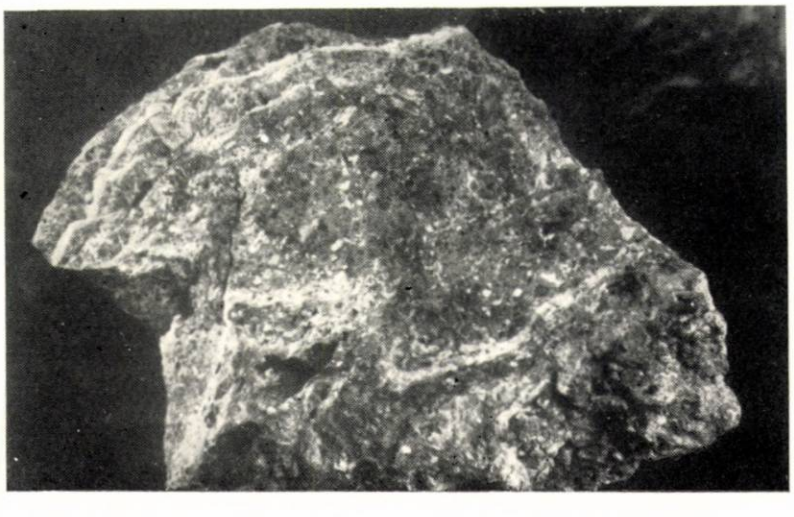


Fig. 11. — Fosforit cu structură oolitică și cu textură zonară, vîrful Pleșa, Runc (1/2).

Fig. 12. — Marmură grosier granulară (*1*), transformată în fosforit metacoloidal, agatiform (*2*) şi în calcit criptocristalin (*3*) (60 × ; fără analizor).

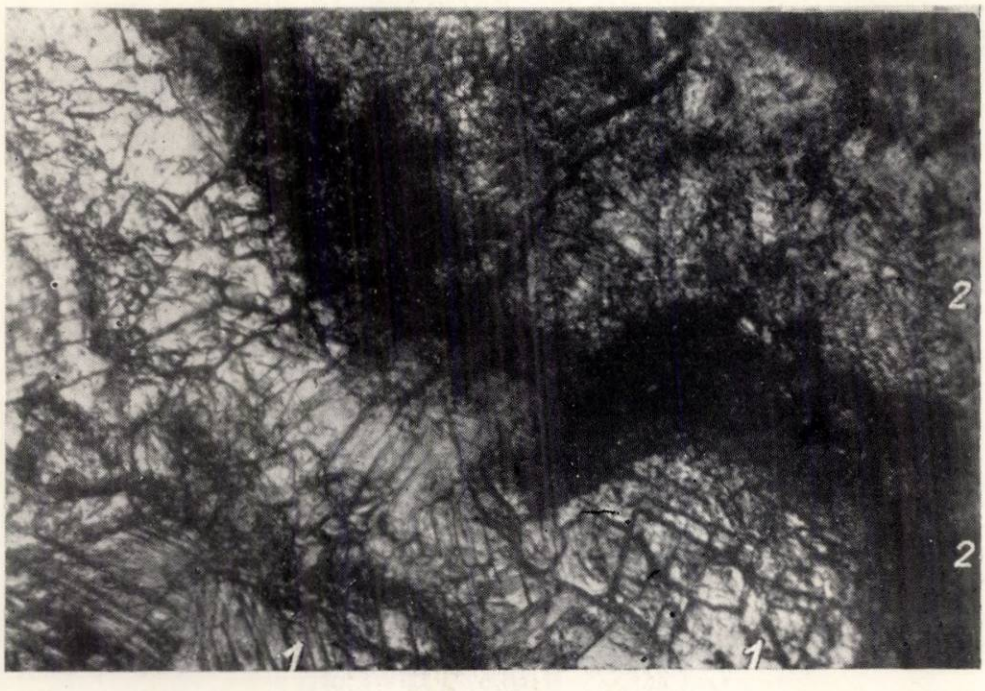


Fig. 13. — Mulţimea fisurilor capilare care străbat crusta de fosforit-calcit, limonit asigură circulaţia apelor de infiltraţie pînă la granulele mari de calcit din marmura albă de la Runc, Groapa Corabiei (*1*). Se mai observă cum aceste granule mari de calcit pe măsură ce sînt dizolvate se acoperă cu strate zonate de fosforit, calcit şi limonit cu structură coloidală (*2*), (180 ×).

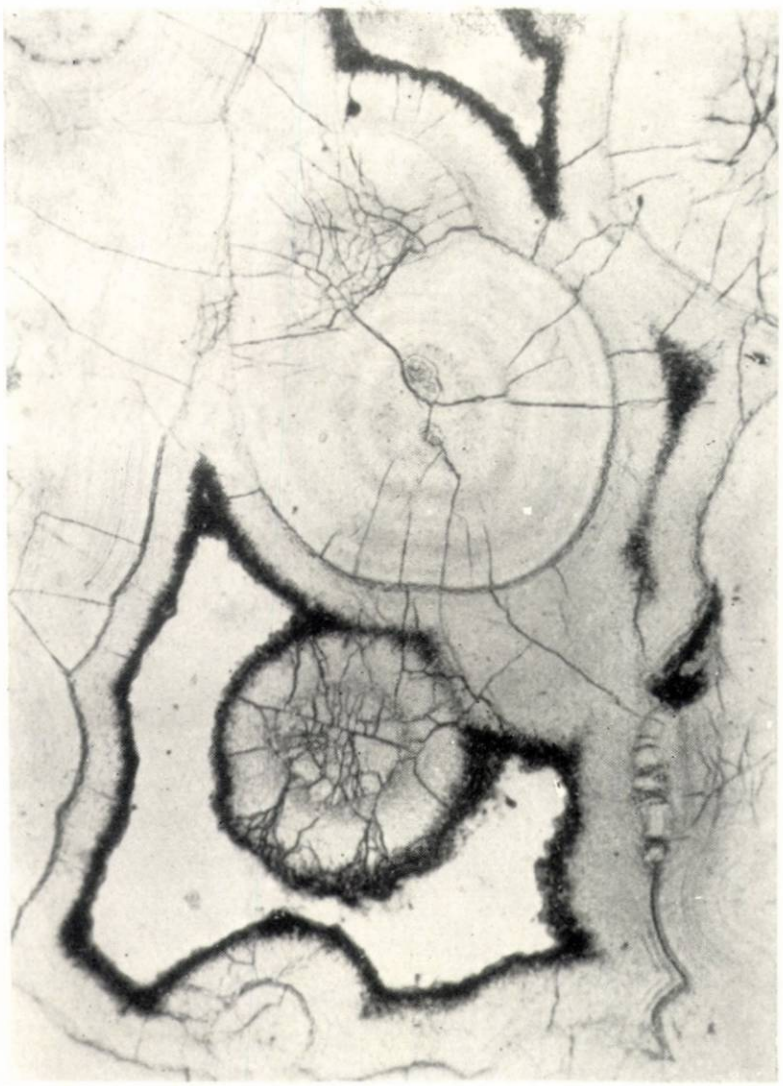


Fig. 14. — Concreţiuni de fosforit cu structură colomorfă-concentrică şi cu numeroase goluri tapisate cu limonit şi piroluzit. Groapa Corabiei (30 × ; fără analizor).

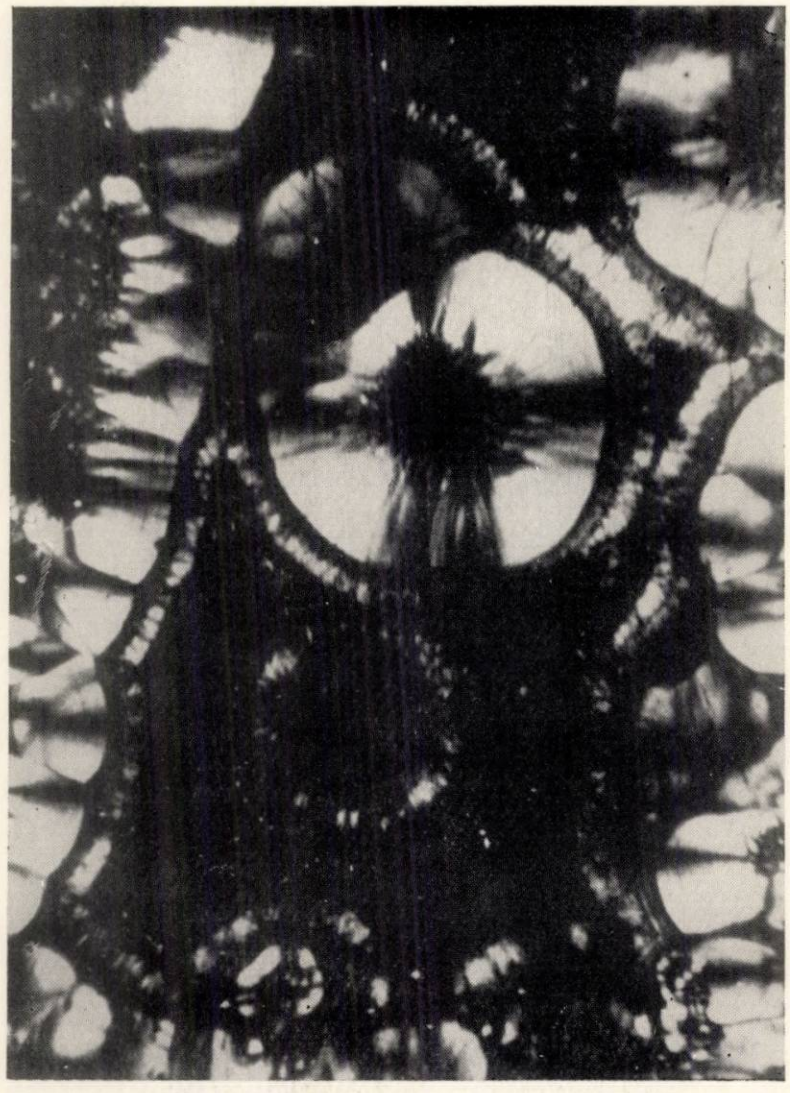


Fig. 15. — Fosforit cu structură radiară sferoidală, evidenţiată la nicolii încrucişaţi.

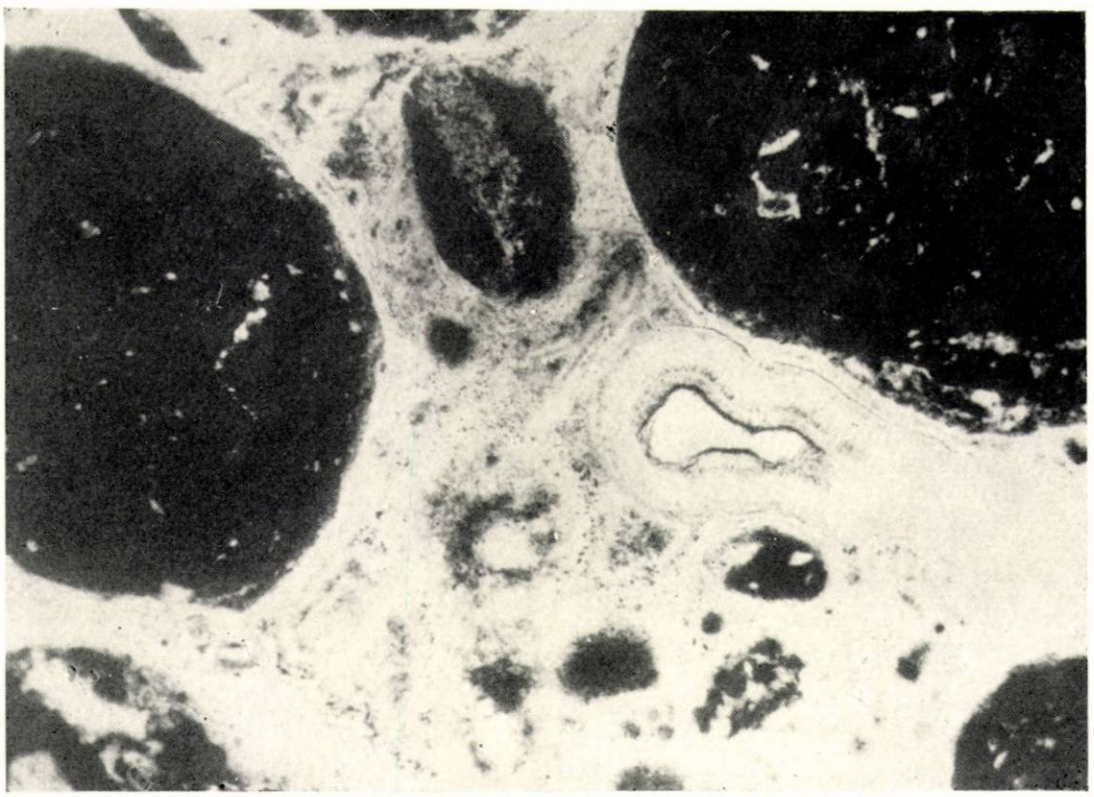


Fig. 16. — Concreţiuni de limonit şi piroluzit oolitic (sferule negre) cimentate cu o masă de fosforit coloidal şi metacoloidal, cu mici geode limonitoase — piroluzitice (alb, dreapta, mijloc). Vîrful Pleşa—Cheile Runcului (30 ×).

Fig. 17. — Fosforit coloidal și metacoloidal cu structură agatiformă (*1*) și calcit criptocristalin (*2*), în cimentul breciei ankeritice, înconjurînd fragmente de ankerit metamorfic (*3*). Cheile Runcului (30 ×; cu analizor).

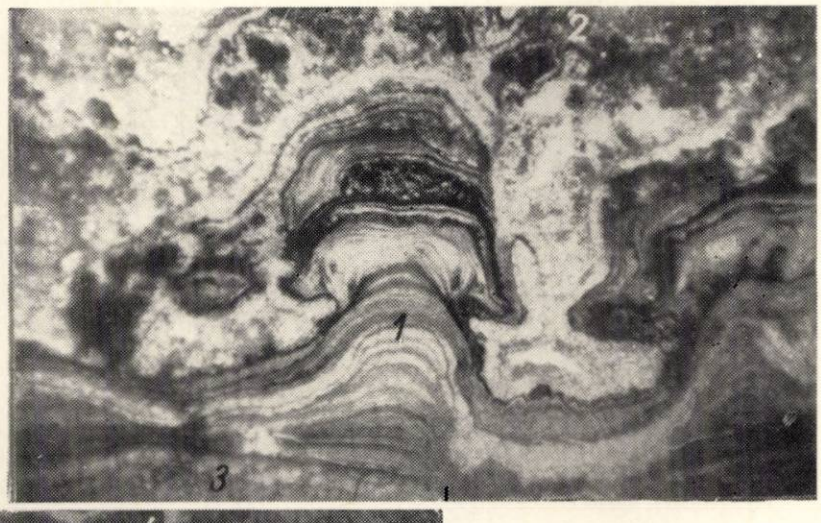


Fig. 18. — Formarea zonelor de calcit-fosforit (*1*) și limonit metacoloidal (*2*) pe seama ankeritului metamorfic (*3*) (60 ×; fără analizor).

Fig. 19. — Zone succesive de transformare ale ankeritului (*1*) în fosforit metacoloidal (*2*), în calcit-fosforit (*3*) și limonit secundar (*4*). Cheile Runcului (60 ×; fără analizor).

tate cu expresia $d = \frac{n\lambda}{2 \sin}$ unde n este un număr întreg (= 1) iar λ reprezintă lungimea de undă a razelor röntgen de cupru (=1,541 Å).

CONCLUZII

Procesul formării și al concentrării fosforitului pe roci carbonatate a fost cercetat comparativ pe un material provenind din 12 ocurențe diferite de pe tot cuprinsul țării. S-a constatat că fosforitul s-a format pe substrate care se deosebesc prin vîrstă geologică, origine, compoziție și structură-textură. Rezultatele sînt concludente în sensul că de fiecare dată se observă o tendință de concentrare a fosforitului în crustele care se formează la suprafața carbonaților, în raport cu conținutul de fosfor al substratului.

Structura microscopică a carbonat-apatitului este microlitică, criptocristalină, metacoloidală sau coloidală.

Pe baza studiului comparativ executat de noi se constată că la suprafața rocilor carbonatate se formează :

a) amestecuri izomorfe de calcit cu un conținut mic de fosfați (sub 3% P_2O_5), care au structura calcitului ;

b) amestecuri izomorfe de fosforit, de tip carbonat-apatitic, cu un conținut mic de calcit : sub 9% CO_2, avînd structura reticulară a carbonat-apatitului ;

c) amestecuri mecanice de fosforit (carbonat-apatit) și de calcit, fiecare din componenți cu structura sa proprie.

Varietatea de fosforit care se formează pe marmura din Groapa Corabiei, Cheile Runcului, este de fapt un carbonat-apatit aproape pur, care corespunde după structură, compoziție și comportare cu mineralul numit dahllit.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОБНАЖЕНИЙ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО ФОСФОРА НА ТЕРРИТОРИИ РНР

РЕЗЮМЕ

В двенадцати исследованных обнажениях различных карбонатных метаморфизованных пород — мрамора, доломитов, анкеритов, — а также и осадочных образований, представленных разновозрастными известняками, авторами обнаружено присутствие диагенетического фосфора. Толщина фосфоритовых корочек колеблется от нескольких микронов до 50 см, в зависимости от первичного содержания P_2O_5 в карбонатном веществе, от условий циркуляции вадозных вод, а также и от времени. Авторами выявлены различные структурные и текстурные разновидности фосфоритовых корочек. В результате разрушения карбонатных пород в парагенезисе с фосфоритом развились следующие минералы: кальцит, лимонит и пиролюзит, причем последние два мине-

рала образуются исключительно на анкеритах. Этот парагенезис объясняется различной растворимостью карбонатных пород и быстрым окислением бивалентных ионов железа и марганца, легко переходящих в лимонит и пиролюзит.

На основании данных всестороннего исследования фосфорита (минералогического, химического, структурного и термодифференциального), обнаруженного в местности Гроапа Корабией (ущелье Кейя Рункулуй), выявлено присутствие карбонат-апатита-далита с молекулярным содержанием 8,34% CO_2, а со структурной точки зрения авторами допускается изоморфизм групп $[PO_4]^{3-}$ и $[CO_3(OH)]^{3-}$.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта исследованных обнажений фосфорита.

Рис. 2. — Термодифференциальные кривые. I — Даллит (ущелье Кейя Рункулуй); II — даллит с примесью 10 % $CaCO_3$ (ущелье Кейя Рункулуй); III — доломит (ущелье Кейя Рункулуй); IV — анкерит (ущелье Кейя Рункулуй).

Таблица I

Рис. 3. — Глыбы фосфорита с кавернозной структурой, вершина Вырфул Плеша-Рункулуй.

Рис. 4. — Корочки фосфорита, покрывающие скалистые обрывы ущелья; Кейя Рункулуй.

Рис. 5. — Корочка фосфорита (*1*) на анкаритовом доломите (*2*). Ущелье Кейя Рункулуй (1/2).

Рис. 6. — Корочка фосфорита (*1*) на мраморе (*2*). Ущелье Кейя Рункулуй (1/2).

Рис. 7. — Корочка фосфорита (*1*) на триасском известняке (*2*). Агигиол — Добруджа (Дялул Кэушуа) (1/2).

Рис. 8. — Анкеритовая брекчия с фосфорито-кальцитовым цементом (*1*); обломок анкерита (*2*). Ущелье Кейя Рункулуй (1/2).

Таблица II

Рис. 9. — Фосфорит с агатовидной текстурой. Гроапа Корабией, верш. Вырфул Плеша, с. Рунк (1/2).

Рис. 10. — Фосфорит с кавернозной структурой. Гроапа Корабией. Верш. Вырфул Плеша, Кейя Рункулуй (1/2).

Рис. 11. — Фосфорит с оолитовой структурой и зональной текстурой. Верш. Вырфул Плеша, Кейя Рункулуй (1/2).

Рис. 12. — Грубозернистый мрамор (*1*), превращенный в метаколлидальный фосфорит, агатовидный (*2*) и в скрытокристаллический кальцит (*3*). (60 ×; без анализатора).

Рис. 13. — Многочисленные капиллярные трещины, рассекающие корочку фосфорита — кальцита; лимонит, обеспечивающий циркуляцию инфильтрационных вод, проникающих до крупных зерен кальцита белого мрамора, Кейя Рункулуй. Гроапа Корабией (*1*). Эти крупные зерна кальцита по мере растворения покрываются зональными слоями фосфорита, кальцита и лимонита с колоидальной структурой (*2*) (180 ×).

Таблица III

Рис. 14. — Фосфоритовые натеки с коломорфно-концентрической структурой и многочисленными пустотами, покрытыми лимонитом, пиролюзитом. Гроапа Корабией (30 ×; без анализатора).

Рис. 15. — Фосфорит с радиально-сфероидальной структурой, выявленный при скрещенных николях.

Рис. 16. — Натеки лимонита и оолитового пиролюзита (черные кружки), сцементированные коллоидальным и метаколлоидальным фосфоритом, с мелкими жеодами, выполненными лимонитом и пиролюзитом (белое, справа, в центре). Верш. Вырфул Плеша — ущелье Кейя Рункулуй (30 ×).

Рис. 17. — Коллоидальный и метаколлоидальный фосфорит с агатовидной структурой (*1*) и скрытокристаллический кальцит (*2*), включенные в цементе анкеритовой брекчии с элементами метаморфического анкерита (*3*). Ущелье Кейя Рункулуй (30 ×; с анализатором).

Рис. 18. — Образование кальцито-фосфоритовых зон (*1*) и метаколлоидального лимонита (*2*) за счет метаморфического анкерита (*3*) (60×; без анализатора).

Рис. 19. — Последовательные зоны превращения анкерита (*1*) в метаколлоидальный фосфорит (*2*), кальцит-фосфорит (*3*) и вторичный лимонит (*4*). Ущелье Кейя Рункулуй (60 ×; без анализатора).

ÉTUDE DE QUELQUES APPARITIONS DE PHOSPHORE DIAGÉNÉTIQUE DANS LA R. P. ROUMAINE

RÉSUMÉ

Dans les roches carbonatées du type métamorphique — marbres, dolomies, ankérites —, ou sédimentaire — calcaires de divers âges — recueillies en Roumanie dans 12 occurrences diverses, on a remarqué la présence de croûtes de phosophorite de nature diagénétique. L'épaisseur des croûtes de phosphorite trouvées par les auteurs, qui varie depuis quelques microns jusqu'à 50 cm, dépend de la teneur primaire en P_2O_5 du support de carbonate, des conditions de circulation des eaux d'infiltration, ainsi que du temps. On a pu identifier plusieurs variétés structurales et texturales des croûtes de phosphorite. Dans la paragenèse de la phosphorite due à l'altération des roches carbonatées, on voit apparaître les minéraux suivants : calcite, limonite et pyrolusite ; ces deux derniers apparaissent seulement quand le support est formé par l'ankérite. Cette paragenèse est due aux diverses solubilités des roches carbonatées, ainsi qu'à la propriété des ions bivalents de fer-manganèse de s'oxyder et de se transformer ainsi en limonite et en pyrolusite.

L'étude multilatérale (minéralogique, chimique, structurale et thermodifférentielle) de la nature de la phosphorite trouvée à Groapa Corabiei (Cheile Runcului) ont permis de constater l'existence d'un carbonate — apatite de l'espèce dahllite à teneur de 8,34% CO_2 dans la molécule. Les auteurs admettent l'isomorphisme entre les groupes $[PO_4]^{3-}$ et $[CO_3(OH)]^{3-}$.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma des occurrences de phosphorite étudiées.

Fig. 2. — Courbes thermodifférentielles. *I*, Dahllite (Cheile Runcului) ; *II*, dahllite mélangée à 10% de $CaCO_3$ (Cheile Runcului) ; *III*, dolomie (Cheile Runcului) ; *IV*, ankérite (Cheile Runcului).

Planche I

Fig. 3. — Blocs de phosphorite à structure caverneuse, Vîrful Pleşa—Runc.

Fig. 4. — Croûtes de phosphorite (*1*) sous forme de draperies sur les parois des roches. Cheile Runcului.

Fig. 5. — Croûtes de phosphorite (*1*) sur dolomie ankéritique (*2*). Cheile Runcului, Runc (1/2).

Fig. 6. — Croûte de phosphorite (*1*) sur marbre (*2*). Cheile Runcului, Runc (1/2).

Fig. 7. — Croûte de phosphorite (*1*) déposée sur du calcaire triasique (*2*). Agighiol—Dobroudja (Dealul Căuşul) (1/2).

Fig. 8. — Breccia ankéritique à ciment de phosphorite-calcite (*1*), fragment d'ankérite (*2*). Cheile Runcului, Runc (1/2).

Planche II

Fig. 9. — Phosphorite à texture agatiforme. Groapa Corabiei, Vîrful Pleşa, Runc (1/2).

Fig. 10. — Phosphorite à texture caverneuse. Groapa Corabiei, Vîrful Pleşa, Runc (1/2).

Fig. 11. — Phosphorite à structure oolithique et à texture zonaire. Vîrful Pleşa, Runc (1/2).

Fig. 12. — Marbre grossièrement granulaire (*1*), transformé en phosphorite métacolloïdale agatiforme (*2*) et en calcite cryptocristalline (*3*) (sans analyseur, ×60).

Fig. 13. — Les nombreuses fissures capillaires qui traversent la croûte de phosphorite-calcite-limonite assurent la circulation des eaux d'infiltration jusqu'aux grands granules de calcite dans le marbre blanc de Runc, Groapa Corabiei (*1*). On observe en outre que ceux-ci sont couverts par des couches zonaires de phosphorite, calcite et limonite à structure colloïdale au fur et à mesure qu'ils sont dissous (*2*) (× 180).

Planche III

Fig. 14. — Concrétions de phosphorite à structure holomorphe-concentrique et comprenant de nombreuses géodes tapissées de limonite-pyrolusite. Groapa Corabiei (sans analyseur, ×30).

Fig. 15. — Phosphorite à structure radiaire sphéroïdale, mise en évidence par les nicols croisés.

Fig. 16. — Concrétions de limonite et pyrolusite oolithique (petites sphères noires), cimentées par une masse de phosphorite colloïdale et métacolloïdale à petites géodes limonitiques-pyrolusitiques (blanches, droite, milieu). Vîrful Pleşa—Cheile Runcului (×30).

Fig. 17. — Phosphorite colloïdale et métacolloïdale à structure agatiforme (*1*) et calcite cryptocristalline (*2*) dans le ciment de la breccia ankéritique entourant des fragments d'ankérite métamorphique (*3*). Cheile Runcului (avec analyseur, ×30).

Fig. 18. — Formation de zones de calcite-phosphorite (*1*) et limonite métacolloïdale (*2*) aux dépens de l'ankérite métamorphique (*3*) (sans analyseur, ×60).

Fig. 19. — Zones successives de transformation de l'ankérite (*1*) en phosphorite métacolloïdale (*2*), en calcite-phosphorite (*3*) et en limonite secondaire (*4*). Cheile Runcului (sans analyseur, ×60).

BIBLIOGRAFIE

1. ATHANASIU I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucrările Soc. geogr., „D. Cantemir", Iaşi, 1940, **III**.
2. BĂDESCU IULIAN, *Consideraţiuni generale asupra ivirilor de fosfaţi naturali de la Cuza Vodă — Medgidia*, Rev. minelor, 1958, *12*, 575.
3. БОРНЕМАН-СТАРЫНКЕВИЧ И. Д. и БЕЛОВ Н. В., *О карбонат-апатитах*, Докл. Акад. Наук СССР, 1935, **XC**, *1*, 89.
4. BRÖGGER, BACKSTRÖM, Ofvers. vet. Akad. Handl., Stockholm, 1888, *45*, 483.
5. BÖGGILD O. B., *Dahllit von Kangerdluarsuk*, Z. f. Kryst., 1920, **55**, 417.
6. CIRVINSKI V., *Über Podolit, ein neues Mineral*, Cbl. Min., 1907, 279.
7. ЧУХРОВ Ф. В., *Коллоиды в земной коре*, Акад. Наук СССР, Москва, 1955, **I**, 469—471.
8. CODARCEA AL., *Studiul geologic şi petrografic al reg. Ocna de Fier—Bocşa Montană (Caraş, Banat)*, An. Ist. geol., 1930, **XV**.

9. D'ANS J. u. LAX E., Taschb. f. Chemiker u. Physiker, 1943.
10. GIUȘCĂ D., *Massif du Pricopan*, An. Inst. geol., 1931, **XVI**, 481.
11. ЯХОНДОВА Л. К. и СИДОРЕНКО Г. А., *О новом минерале арсенат-беловите*, Зап. Всесоюз. мин. общества, **85**, 297.
12. LANDOLT-BÖRNSTEIN, *Physik-Chem. Tabellen*, 1923.
13. MACOVEI G., *Sur l'âge et la variation des faciès des terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale*, C.R. des Séances, 1911, **II**, 63.
14. МАЛИНОВСКИЙ Ф. М., *О сульфидоносных фосфоритах Подолии*, Зап. Всесоюз. мин. общества, 1955, **84**, *2*, 30.
15. MC CONNELL D., *The problem of the carbonate-apatites; a carbonate oxy-apatite (dahllite)*, Amer. J. Sci., 1938, **36**, 296, 303 (Ref. Neues Jahrb. f. Min., 1939, 546).
16. — *A structural investigation of the isomorphism of the apatite group*, The Amer. Miner., 1938, **23**, 1—19 (Rev. Neues Jahrb. f. Min. A, 1938, 437).
17. MEHMEL M., *Über die struktur des Apatits I*, Z. Krist., 1920, **75**, 323—331.
18. MURGOCI G., *Cercetări geologice în Dobrogea de Nord*, An. Inst. geol., 1910, **V**, 307.
19. NARAY-SZABÓ ST., *The structure of apatite* $CaF.Ca_4(PO_4)_3$, Z. Krist., 1930, **75**, 387.
20. ONCESCU N., *Région de Piatra Craiului*, Bucegi, An. Inst. geol., 1934, **XXII**, 1.
21. — *Geologia R.P.R.*, Ed. tehnică, București, 1957.
22. ОЗЕРОВ Р. П., ГРИНШПАН Л. Б. и БУСИНСКИЙ, *Некоторые рентгеноструктурные данные минералов группы апатита*, Зап. всесоюз. мин. общества, **85**, 305.
23. RAMDOHR P., *Lehrbuch der Mineralogie*, Stuttgart, 1954.
24. СЕДЛЕЦКИЙ И. Д., *Методы определения коллоидно-дисперсных минералов*, Киев, 1955.
25. STOICOVICI E., GHERGARIU L. și MÎRZA I., *Studiul geologic al regiunii Runc cu privire specială asupra carbonaților metamorfici*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", seria a II-a (geol.-geogr.), 1959, *1*, 107.
26. STRUNZ H., *Mineralogische Tabellen*, Leipzig, 1941, 155.
27. TREADWELL F. P., *Lehrb. d. analyt. Chemie*, Leipzig, 1937, **II**, 373.
28. VANCEA M., LITEANU C. și VOLUȘNIUC M., *O nouă metodă gravimetrică rapidă pentru dozarea ionului fosfat*, Stud. și cercet. de chimie, Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1956, 101—110.

CERCETĂRI GEOTERMOMETRICE ȘI STRUCTURAL PETROLOGICE ÎN ZONA DE MINERALIZAȚIE DIN BAZINUL VĂII NISTRULUI (BAIA-MARE)

DE

V. POMÎRLEANU și ALEXANDRINA BARBU

Comunicare prezentată în sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie din 23—28 aprilie 1962

Lucrarea de față cuprinde studiul geotermometric al cîmpului filonian din bazinul superior al văii Nistrului, la care s-au adăugat unele date privitoare la tectonica de amănunt și la analiza microstructurală petrologică a rocilor vulcanice în care sînt localizate filoanele.

Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din această regiune a fost făcut de către Dan Rădulescu (4).

Filoanele din acest cîmp metalifer, atît după distribuția lor în spațiu cît și după specificul mineralizării, se împart în trei grupe : grupul filonului Sofia, care se găsește pe valea Bancotei, între vîrful Priporului și vîrful Piatra Mică ; grupul filoanelor Domnișoara, Iosif și Arthur, pe valea Nistrului la circa 1 km, în amunte de confluența cu valea Bancotei și grupul filoanelor Nepomuk și Florian localizat în apropiere de confluența văii Nistrului cu valea Limpejoara.

Datele de analiză geotermometrică asupra filonului Sofia au fost prezentate într-o lucrare anterioară (3).

Pentru studiul geotermometric au fost colectate probe de cuarț din filoane, la diverse orizonturi, iar din apropierea acestor puncte au fost colectate și probele de roci pentru analiza microstructurală petrologică. În cele ce urmează prezentăm rezultatele obținute.

A. STUDIUL GEOTERMOMETRIC

Datele experimentale au fost obținute cu ajutorul unui aparat termic, confecționat de noi, cu mici modificări, după o schiță elaborată de Vl. A. Kaliujnîi (2), iar în interpretarea rezultatelor s-a folosit metoda sta-

tistică utilizată în geotermometrie de către M. Savul şi V. Pomîrleanu (6).

În tabelul nr. 1 sînt sintetizate datele asupra temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ de la filoanele Iosif, Arthur, Nepomuk şi Florian, la care s-au adăugat pentru comparaţie şi cele de la filonul Sofia.

Tabelul nr. 1

Temperaturile de omogenizarea incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ

Filonul	Orizontul	Nr. determinărilor	Temperatura medie (°C)	Limite °C			Maxim de frecvenţă
				minime	maxime	diferenţe	
Sofia	+ V	67	199,1	154	222	68	155—160 205—210
	+ IV	45	218,8	203	245	42	215—220
	+ III	23	218,7	201	226	25	215—220
	+ II	51	228,1	207	262	55	225—230
	+ I	39	252,2	214	276	62	250—255
	0	27	267,9	247	289	42	265—270
	— II	39	272,8	245	293	48	275—280
Iosif	— III	67	242,6	222	291	69	230—235 270—280
Arthur	0	15	201,8	194	209	15	200—205
	— I	24	217,2	209	230	29	210—215
	— II	26	272,1	265	284	19	270—275
Nepomuk	— I	26	258,3	243	274	31	250—260
	— II	29	271,2	254	291	37	270—275
Florian	+ 500	15	230,6	224	239	15	225—230

Din cele peste 492 de măsurători geotermometrice, efectuate pentru filoanele sus-menţionate, s-a observat că majoritatea incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ sînt constituite din două faze : lichid-vapori, care s-a omogenizat prin dispariţia fazei de vapori. În mod excepţional s-au observat şi incluziuni fluide cu trei faze, dintre care două lichide şi una de vapori. Astfel este cazul unei incluziuni fluide dintr-un cristal de cuarţ (proba 435) de la filonul Nepomuk, orizontul — I, în care dispariţia fazei de vapori

a avut loc la temperatura de 184°, iar cele două lichide s-au omogenizat la o temperatură mai mare de 363°.

Conform datelor experimentale sintetizate în tabelul nr. 1, s-a construit un număr de trei diagrame, pentru filoanele Sofia, Arthur şi Nepomuk, care ilustrează creşterea temperaturii de cristalizare a cuarţului o dată cu adîncimea. La aceste diagrame pe abscisă sînt trecute orizonturile, respectiv diferenţa de nivel în metri, iar pe ordonată limitele, maximele de frecvenţă şi mediile aritmetice ale temperaturilor determinate.

În figura 1 este reprezentată diagrama de variaţie a temperaturilor de cristalizare a cuarţului, pe orizonturi, la filonul Sofia, iar în figura 2 diagramele pentru filoanele Arthur şi Nepomuk.

Din analiza diagramelor din figura 2 şi prin compararea lor cu cea din figura 1 reies următoarele :

Limitele, maximele de frecvenţă şi mediile aritmetice ale temperaturilor, pentru toate filoanele cercetate, cresc o dată cu adîncimea. Astfel pentru orizonturile superioare, se observă temperaturi care uneori ajung pînă la 154° (filonul Sofia, orizontul +V), iar la cele mai adînci valorile temperaturilor trec şi peste 290°. Această creştere cu adîncimea a temperaturilor a fost constatată de M. Savul şi V. Pomîrleanu (5) şi la alte zăcăminte hidrotermale din regiunea minieră Baia-Mare.

Din aceste diagrame se mai evidenţiază temperaturi deosebite, la aceeaşi altitudine (circa acelaşi orizont) pentru diferite filoane. La filonul Sofia, de exemplu, orizontul 0, maximul de frecvenţă a temperaturilor determinate se află între 260 şi 265° (fig. 1), în timp ce pentru acelaşi orizont, la filonul Arthur (fig. 2, *A*) maximul de frecvenţă se află între 200 şi 205°. Acelaşi fapt se constată şi la orizontul —I, filonul Arthur (fig. 2, *A*) unde maximul de frecvenţă este de 210—215°, iar la filonul Nepomuk (fig. 2, *B*), pentru acelaşi orizont, maximul de frecvenţă este de 250 — 260°.

Temperaturi analoge sau aproape identice se observă pentru toate filoanele cercetate la orizontul — II. Astfel, pentru acest orizont la filonul Sofia, maximul de frecvenţă este de 275—280°, iar pentru filoanele Arhtur şi Nepomuk, la acelaşi orizont maximul de frecvenţă are valoarea de 270—275°.

La filonul Sofia (fig. 1) se observă în general o creştere lentă a temperaturii de la un orizont la altul, pe cînd la filonul Arthur (fig. 2, *A*) se evidenţiază o creştere bruscă, fapt ce se observă prin liniile maximelor de frecvenţă a mediilor aritmetice şi a limitelor de temperaturi care au înclinare mare faţă de abscisă.

Aceste diferenţe mari de temperaturi de la un orizont la altul, pentru filoanele Arthur şi Nepomuk, indică valori mari pentru gradientul geotermic al soluţiilor mineralizante, care valori ajung şi întrec cifra de 40°/100 m. La filonul Sofia, dimpotrivă, s-a găsit un gradient geotermic de 6°/100 m, gradient a cărui valoare este identică cu cea a gradienţilor pentru filoanele din zăcămîntul hidrotermal de la Herja.

Din examenul profilelelor geochimice ce s-au executat pe verticală la mai multe filoane pentru diverse orizonturi — după materialul documentar de la exploatare — rezultă că la filoanele Sofia şi Florian se află o minera-

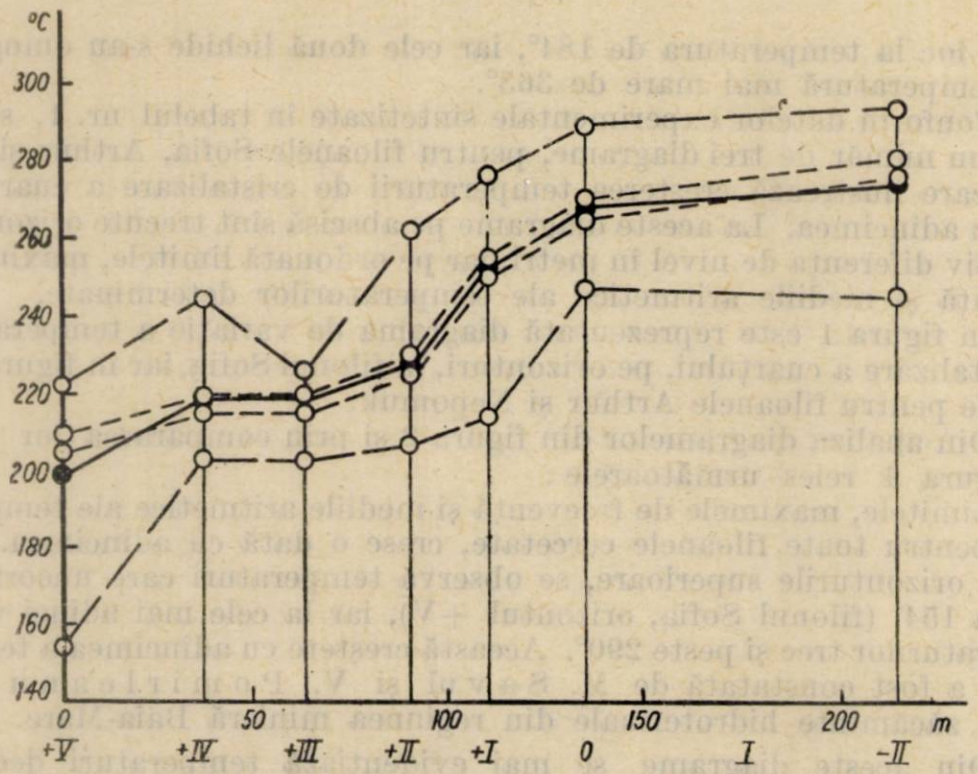


Fig. 1. — Diagrama variaţiei temperaturii de cristalizare a cuarţului la orizonturile : + V, + IV, +III, +II, +I, 0, şi —II de la filonul Sofia.

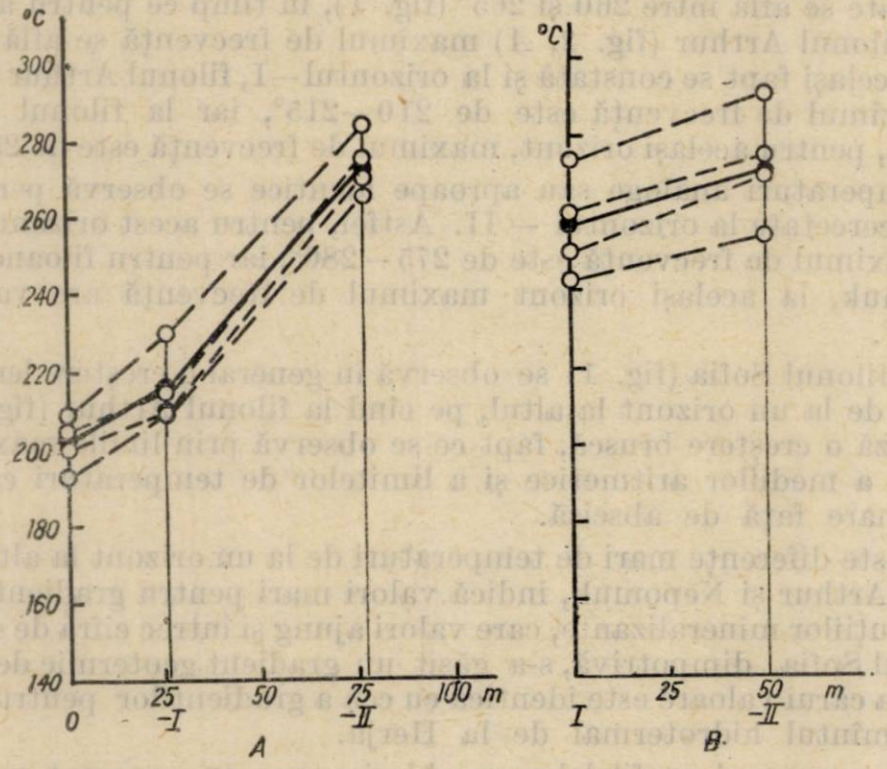


Fig. 2. — *A*, Diagrama de variaţie a temperaturii de cristalizare a cuarţului la orizonturile 0, —I, şi —II de la filonul Arthur. *B*, Diagrama de la orizonturile —I şi —II de la filonul Nepomuk.

lizaţie complexă, pe cînd la Iosif, Arthur şi Nepomuk o mineralizaţie preponderent cupriferă şi auro-argintiferă.

Rezultatele geotermometrice ne arată că grupul de filoane metalifere din bazinul văii Nistrului se deosebesc nu numai după caracterul mineralizaţiei, ci şi printr-un regim termic deosebit al soluţiilor hidrotermale de la un grup de filoane la altul.

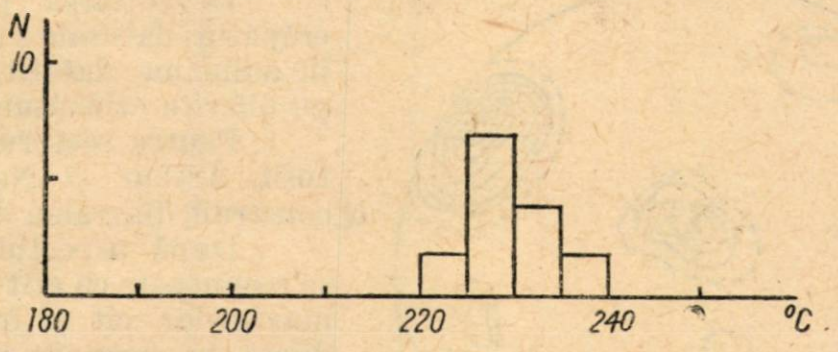


Fig. 3. — Histograma temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ de la orizontul +500 filonul Florian.

La filonul Florian care conţine aproximativ aceeaşi mineralizaţie ca şi filonul Sofia, deşi sînt filoanele extreme din acest bazin, se observă că datele geotermometrice de la orizontul + 500 filonul Florian, care este mai adînc cu aproximativ 10 m faţă de orizontul — III filonul Sofia, sînt în mare măsură concordante (fig. 3).

Din examinarea acestei histograme se observă că maximul de frecvenţă al temperaturilor pentru orizontul +500 de la filonul Florian este de 225—230°, iar la orizontul — III filonul Sofia acest maxim este între 215 şi 220° (fig. 1).

B. TECTONICA DE AMĂNUNT

Pentru tectonica de amănunt s-au făcut măsurători şi observaţii atît la suprafaţa terenului cît şi în subteran.

Datele asupra orientării planelor de crăpături naturale au fost prelucrate în trei diagrame (fig. 4, 5 şi 6). În aceste diagrame se evidenţiază mai multe maxime care corespund diferitelor sisteme de crăpături naturale frecvente în regiune.

La suprafaţa terenului au fost luate în consideraţie deschiderile de cariere care se găsesc în apropierea filoanelor ca şi alte puncte de pe versanţii văii Nistrului unde rocile eruptive apar la zi.

În figura 4 sînt însumate aproximativ 200 de măsurători făcute la suprafaţa terenului.

Diagrama prezintă trei maxime principale M_1, M_2 şi M_3. Planele de crăpături corespunzătoare maximului M_1 au o direcţie NE — SV cu înclinare spre SE între 70 şi 90°, iar crăpăturile M_2 sînt orientate NV — SE cu înclinare 70—90° NE. Aceste două sisteme sînt bine dezvoltate, pereţii crăpăturilor au dimensiuni mari, suprafaţa netedă, rareori uşor curbată.

După direcţia lor, rocile eruptive se desfac în bancuri de diferite mărimi pînă la 1 m.

Planele de crăpături M_3 au o orientare E—V cu înclinare între 5 şi 30° nord. Ele fragmentează rocile în mod dezordonat şi deseori sînt limitate în pereţii crăpăturilor principale M_1 şi M_2.

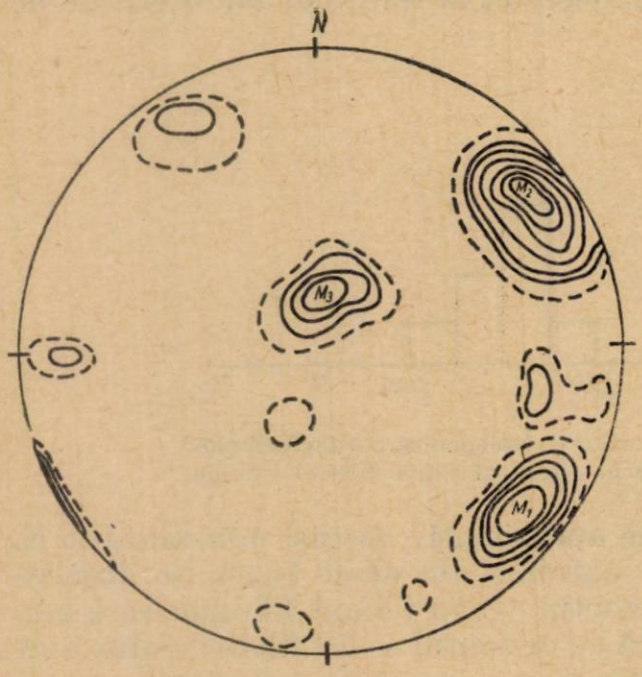


Fig. 4. — Diagrama planelor de crăpături naturale, de la suprafaţă. Valea Nistrului. 200 poli. Izolinii 1—2—4—6—8—10%.

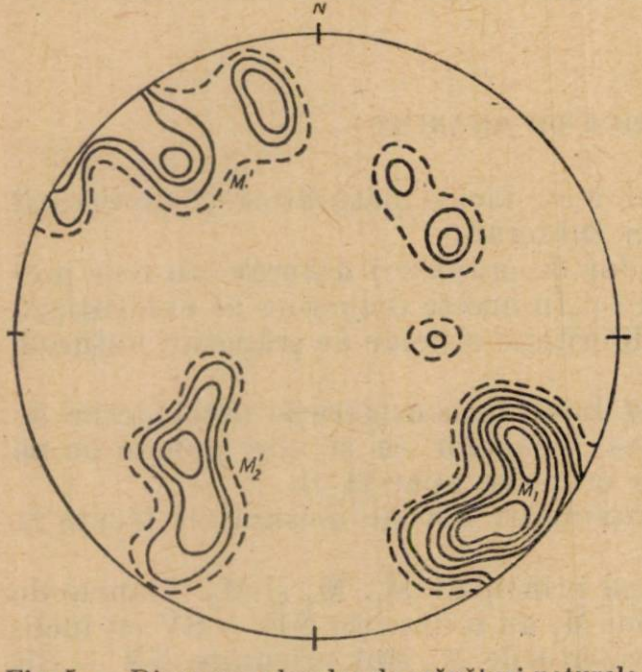


Fig. 5. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Filoanele Iosif, Arthur şi Nepomuk. 270 poli. Izolinii: 1—2—4—6—8—10—20%.

Dezvoltarea planelor de crăpături naturale s-a urmărit şi în adîncime datorită galeriilor pe diferite orizonturi.

Pentru sectorul filoanelor Iosif, Arthur şi Nepomuk s-a construit diagrama din figura 5.

După aspectul diagramei se recunoaşte că atît distribuţia maximelor cît şi frecvenţa lor diferă în oarecare măsură faţă de precedenta. Bine conturat este numai un singur maxim M_1 care apare în poziţie constantă. Cu aceeaşi direcţie se mai găsesc o serie de crăpături M_1' dar cu înclinare spre NV. În locul sistemului M_2 este M_2' la care înclinarea variază între 40 şi 90° SV.

Crăpăturile M_3, dezvoltate la suprafaţă, nu mai apar în adîncime.

Planele M_1 formează pereţi mari, se succed în mod paralel şi delimitează bancuri pînă la 1,5 m. După acest sistem sînt dezvoltate filoanele mineralizate. La orizontul—II filoanele Iosif şi Arthur, pe direcţia sistemului M_1 se găsesc oglinzi de alunecare, iar la orizontul —III filonul Iosif apare contactul cu sedimentarul.

Pentru sectorul filonului Florian, orizontul +500, s-a construit diagrama din figura 6.

Această diagramă prezintă un aspect intermediar faţă de celelalte, în ceea ce priveşte repartiţia maximelor, fapt care este precizat şi de poziţia galeriei mai aproape de suprafaţă.

Sistemul M_1 cu direcţia NE — SV prezintă cele două variante ale înclinării planelor spre SE şi NV, iar planele M_2 se găsesc numai cu înclinare spre SV. Crăpăturile M_3, caracteristice regiunilor de suprafaţă, se pun în evidenţă şi în galeria Florian, dar cu orientare diferită.

Privind în ansamblu tectonica de amănunt a rocilor eruptive din bazinul superior al văii Nistrului se constată că sînt dezvoltate două sisteme principale de crăpături : M_1 şi M_2 la care se găsesc în mod frecvent variante

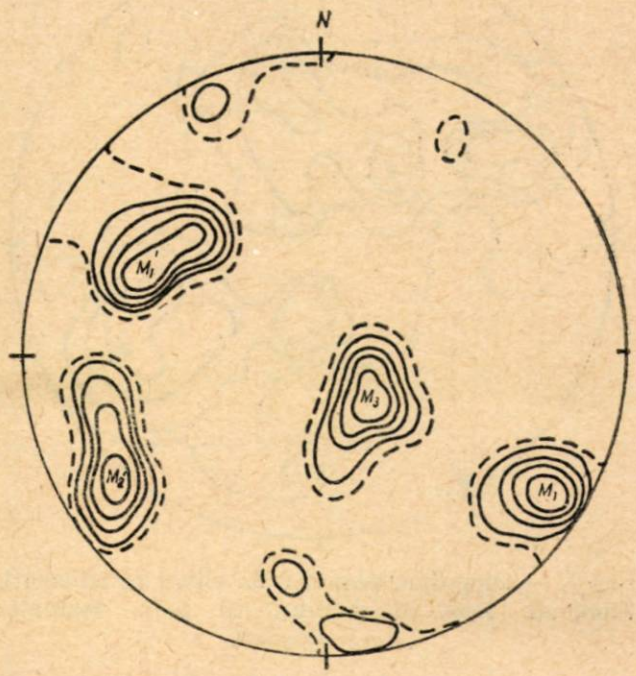


Fig. 6. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Sectorul filonului Florian. 150 poli. Izolinii : 1 — 2 — 4 — 6 — 10 — 14 %.

ale înclinării planelor. Sistemele de crăpături M_3 sînt legate de părţile superioare ale rocilor eruptive şi ele corespund crăpăturilor formate prin contracţia corpurilor eruptive. Ele sînt denumite de H. Cloos (1) „crăpături de suprafaţă". Orientarea lor diferă de la un loc la altul.

Dintre cele trei sisteme de crăpături se constată că sistemul M_1 este cel mai bine dezvoltat, unitar şi constant ca direcţie şi înclinare a planelor. El este dezvoltat mult în adîncime ceea ce a înlesnit circulaţia soluţiilor hidrotermale către suprafaţă.

Planele de crăpături M_1 şi M_2 se găsesc şi în alte roci eruptive din regiunea Baia-Mare după cum au fost constatate de noi în valea Firiza şi valea Ioan (Dealul Crucii).

C. ANALIZA MICROSTRUCTURALĂ PETROLOGICĂ

Analiza microstructurală petrologică s-a făcut pentru clivajul la cristalele de feldspaţi plagioclazi. Probele de roci pentru secţiunile microscopice orientate au fost colectate din apropierea filoanelor Iosif, Arthur, Nepomuk şi Florian.

Majoritatea eşantioanelor au fost luate din andezite propilitice. Macroscopic se constată că rocile au o culoare cenuşie-verzuie. La microscop

se observă că andezitele propilitice au o structură porfirică puţin vizibilă. Componenţii principali ai rocilor sînt feldspaţii plagioclazi şi cloritul. Fenocristalele de feldspat au, în mod frecvent, un habitus prismatic alungit după axa cristalografică *a*. Deşi cristalele sînt în mare parte alterate, clivajul după (010) şi (001) este vizibil, fapt care a permis determinarea poziţiei lui la un număr de peste 800 de cristale.

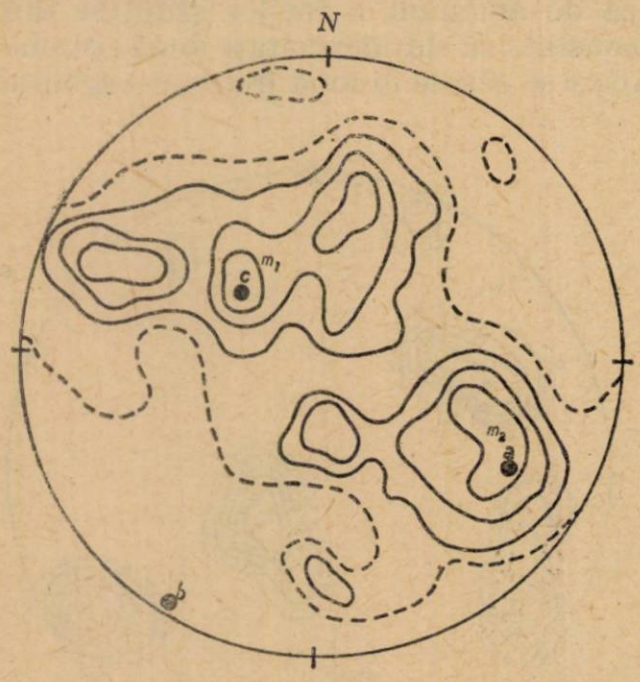


Fig. 7. — Diagrama planelor de clivaj la feldspaţi. Filoanele Iosif şi Arthur. 40 poli. Iozilinii: 0,5—1—2—3%.

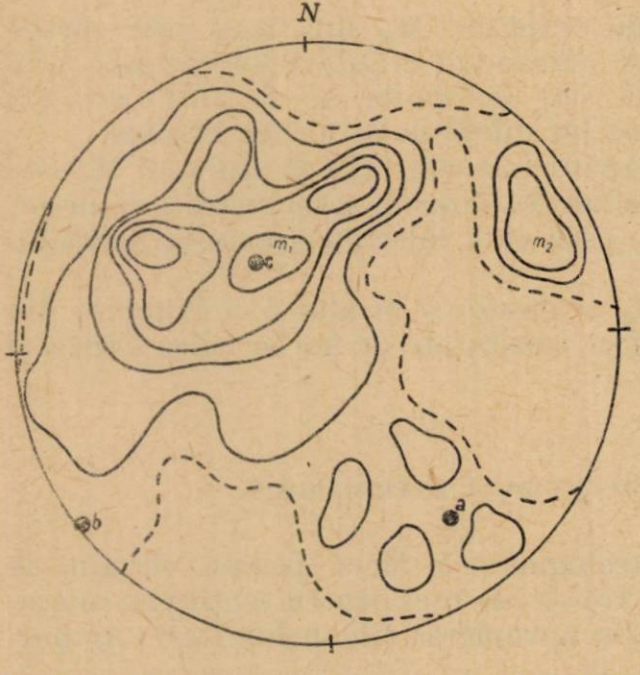


Fig. 8. — Diagrama planelor de clivaj de feldspaţi. Filonul Florian. 340 poli. Izolinii: 0,5—1—2—4—5%.

Andezitele propilitice au suferit diferite transformări în special cele de sericitizare, care se constată atît în masa rocii cît şi la cristalele de feldspat. La orizonturile mai adînci ale filonului Arthur andezitele sînt puternic silicifiate, încît masa rocii este formată numai din cristale mici de cuarţ secundar. La unele probe de la filonul Iosif feldspaţii sînt transformaţi parţial în calcit.

Pentru analiza microstructurală petrologică s-au făcut măsurători asupra orientării planelor de clivaj la feldspaţi după (010) şi în cîteva cazuri după (001). Datele au fost trecute în diagrame parţiale, precum şi în două diagrame generale, pentru cele două grupe de filoane.

Diagrama din figura 7 (filoanele Iosif şi Arthur) prezintă o centură orientată VNV — ESE, în care apar două centre de maxime: m_1 şi m_2. Centrul care înglobează cea mai mare parte a polilor se găseşte în partea nord-vestică a diagramei. El indică poziţia planului tectonic *ab* în care s-au efectuat principalele mişcări ale cristalelor de feldspat şi care are o orientare medie N40°E cu înclinare 25—28° NV. La microscop pe direcţia acestui plan se constată curenţi de curgere, vizibili atît în masa rocii cît şi prin poziţia

fenocristalelor de feldspaţi. Axa tectonică *a*, care indică direcţia de mişcare în planul de curgere, are o orientare ESE — VNV, iar mişcarea lavei s-a făcut în sensul VNV.

În planul tectonic *ab* cristalele de feldspat au avut o mişcare de rostogolire, astfel că axa cristalografică [100] coincide cu axa tectonică *b*.

Pentru probele de andezit de la filonul Florian s-a construit diagrama din figura 8. Ea prezintă în general acelaşi aspect ca şi precedenta, cu deosebirea că în cazul de faţă par a se individualiza două centuri. Acest fapt nu arată două tipuri de mişcări ale lavei, ci indică poziţiile pe care le-au avut cristalele de feldspat în timpul curgerii : cu axa cristalografică [100] paralelă la axa tectonică *b* sau la axa tectonică *a*.

Centura principală din diagramă are o orientare NV — SE. Centrul de maxime m_1 arată că orientarea planului tectonic *ab* este în medie N54°E cu înclinare 28°NV. Direcţia de curgere a lavei a fost spre NV.

Din analiza microstructurală petrologică a andezitelor propilitice s-a constatat că poziţia axelor tectonice se datoreşte orientărilor primare produse în timpul curgerii lavei. Planul de curgere a lavelor, pentru regiunea studiată, are o pantă de circa 25 —28°. Aceasta arată că locul de erupţie a lavelor andezitice nu este prea departe, el fiind situat undeva spre partea est-sud-estică.

Comparînd datele de analiză microstructurală cu cele ale tectonicii de amănunt se constată că orientarea principalelor sisteme de crăpături naturale M_1 şi M_2 este în legătură cu structura petrologică a andezitelor propilitice. Astfel planele M_1 sînt crăpături *bc* iar sistemul M_2 este aproximativ paralel cu planul tectonic *ac*.

Din cele arătate mai sus se pot face unele aprecieri asupra timpului cînd s-au format sistemele de crăpături naturale.

Rezultatele privind tectonica de amănunt, ca şi caracterele morfologice ale planelor M_1 arată că sistemul M_1 a început primul să se schiţeze. Definitivarea lui s-a făcut însă în mod treptat în timpul mişcărilor tectonice care au urmat după punerea în loc a andezitelor propilitice. Sistemul M_2 (M'_2) a apărut ceva mai tîrziu.

Luînd în considerare mineralizarea crăpăturilor şi dezvoltarea lor spaţială se evidenţiază o succesiune cronologică a deschiderii acestor crăpături : M_1, M_2 şi mai recent M_3, care pot să continuie şi acum. Succesiunea formării sistemelor de crăpături naturale mai sus-menţionate explică şi motivul pentru care ele n-au fost toate mineralizate.

CONCLUZII

1. La zăcămîntul Nistru se recunoaşte o succesiune de temperaturi de la orizonturile superioare la cele inferioare, în toate grupele de filoane cercetate.

2. Se constată că la diverse filoane, pentru aceeaşi altitudine (orizont), temperaturile pot fi deosebite.

3. Regimul termic al soluţiilor hidrotermale a fost deosebit de la un grup de filoane la altul.

4. În regiunea Nistru — Baia-Mare sînt dezvoltate trei sisteme principale de crăpături naturale : M_1, M_2 şi M_3 care apar numai în orizonturile superioare ale rocilor eruptive.

5. Tectonica de amănunt a regiunii Nistru a fost dirijată parţial de structura petrologică a andezitelor propilitice.

6. Mineralizarea a avut loc numai după crăpăturile M_1, iar succesiunea cronologică a deschiderii crăpăturilor este : M_1, M_2 şi M_3.

7. Analiza microstructurală petrologică arată că curgerea lavelor s-a făcut într-un plan orientat NE — SV cu înclinare între 25 şi 28° spre NV iar direcţia de curgere a lavei a fost aproximativ NV — VNV.

8. Gradientul geotermic mare al soluţiilor presupune că pereţii sistemului M_1 au fost reci în momentul ascensiunii soluţiilor hidrotermale.

ГЕОТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ОРУДЕНЕЛОЙ ЗОНЫ БАССЕЙНА ДОЛИНЫ НИСТРУ (БАЯ-МАРЕ)

РЕЗЮМЕ

Приводятся результаты геотермометрического и структурно-петрологического исследования минерализованной зоны в бассейне долины Нистру (Бая-Маре).

Геотермометрические данные, полученные для жильного кварца, указывают на невыдержанность температурного режима различных жил на одном и том же горизонте; кроме этого термический режим гидротермальных растворов изменялся от одной жилы до другой.

В зоне оруденения месторождения Нистру, в пропилитизированных андезитах развито три главных системы трещин M_1, M_2 и M_3, среди которых системы M_1 и M_2 образовались в связи с петрологическим характером андезитов, а система M_3 носит поверхностный характер. Оруденение приурочено исключительно к системе жил M_1.

Микроструктурным петрологическим исследованием установлено, что андезиты представляют собой лавовый поток, с плоскостью ориентированной с северо-востока на юго-запад, с падением между 25—28° и северо-западным направлением.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Вариационная диаграмма температуры кристаллизации кварца на горизонтах + V, + IV, + III, +II, + I,0 и —II жилы София.

Рис. 2. — *A* — Вариационная диаграмма температуры кристаллизации кварца на горизонтах 0, —I и —II жилы Артур; *B* — вариационная диаграмма для горизонтов —I и —II жил Непомук.

Рис. 3. — Гистограмма гомогенизации температур включений жидкого кварца на горизонте + 500 жилы Флориан.

Рис. 4. — Диаграмма плоскостей естественных поверхностных трещин. Долина Нистру. 200 полюсов. Изолинии 1—2—4—6—8—10 %.

Рис. 5. — Диаграмма плоскостей естественных трещин. Жилы Иосиф, Артур и Непомук. 270 полюсов. Изолинии: 1—2—4—6—8—10—20 %.

Рис. 6. — Диаграмма плоскостей естественных трещин. Участок жилы Флориан. 150 полюсов. Изолинии: 1—2—4—6—10—14 %.

Рис. 7. — Диаграмма плоскостей спайности полевых шпатов. Жилы Иосиф, Артур. 400 полюсов. Изолинии: 0,5—1—2—3 %.

Рис. 8. — Диаграмма плоскостей спайности у полевых шпатов. Жила Флориан. 340 полюсов. Изолинии: 0,5—1—2—4—5 %.

RECHERCHES GÉOTHERMOMÉTRIQUES ET PÉTROLOGIQUES STRUCTURALES DANS LA ZONE DE MINÉRALISATION DU BASSIN DE LA VALLÉE DU NISTRU (BAIA-MARE)

RÉSUMÉ

Les auteurs font une étude géothermométrique et pétrologique structurale de la zone de minéralisation du bassin de la vallée du Nistru (Baia-Mare).

Les données géothermométriques sur le quartz filonien montrent que, dans plusieurs filons, les températures à la même altitude (horizon) peuvent être différentes. Le régime thermique des sources hydrothermales diffère d'un groupe de filons à un autre.

Dans la zone de minéralisation du Nistru, dans les andésites propylitiques, trois principaux systèmes de fissures naturelles se trouvent développés : M_1, M_2, et M_3. Les systèmes M_1 et M_2 sont liés à la structure pétrologique des andésites, tandis que M_3 sont des fissures superficielles. La minéralisation n'a eu lieu que suivant le système M_1.

L'analyse pétrologique microstructurale indique que les andésites proviennent d'un écoulement de laves qui s'est produit dans un plan dirigé NE — SO, incliné de 25—28° vers le NO ; c'est la direction même de l'écoulement.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Diagramme de la variation de la température de cristallisation du quartz dans les horizons : +V, +IV, +III, +II, +I, 0 et —II du filon Sofia.

Fig. 2. — *A*, Diagramme de la variation de la température de cristallisation du quartz dans les horizons 0, —I et —II du filon Arthur et *B*, diagramme des horizons —I et —II du filon Nepomuk.

Fig. 3. — Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions fluides dans les cristaux de quartz de l'horizon +500, filon Florian.

Fig. 4. — Diagramme des plans des fissures naturelles superficielles, dans la vallée du Nistru. 200 pôles. Isolignes 1—2—4—6—8—10%.

Fig. 5. — Diagramme des plans des fissures naturelles. Filons Iosif, Arthur et Nepomuk. 270 pôles. Isolignes : 1—2—4—6—8—10—20%.

Fig. 6. — Diagramme des plans des fissures naturelles. Secteur du filon Florian. 150 pôles. Isolignes : 1—2—4—6—10—14%.

Fig. 7. — Diagramme des plans de clivage des feldspaths. Filon Florian. 340 pôles. Isolignes 0,5—1—2—4—5%.

BIBLIOGRAFIE

1. CLOOS H., *Einführung in die Geologie*, Berlin, 1936.
2. КАЛЮЖНЫЙ Вл. А., *Усовершенствованная микротермокамера для анализа жидких включений*, Труды ВНИИП, **1958**, **II**, *2*.
3. POMÎRLEANU V., *Cercetări geotermometrice asupra zăcămîntului metalifer din bazinul văii Nistru reg. Baia-Mare*, Anal. Univ. Iaşi, seria şt. nat., 1961, **VII**, *1*.
4. RĂDULESCU DAN, *Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Seini—Ilba—Nistru (Baia-Mare)*, An. Com. geol., 1958, **XXX**, 151—260.
5. SAVUL M. u. POMÎRLEANU V., *Paläogeothermometrische Forschungen in Bezug auf die Hydrothermalganglagerstätte von Baia Sprie (Felsöbánya) R.V.R.*, Acta Geologica, 1961, **VII**, *1—2*.
6. САВУЛ М. А. и ПОМЫРЛЯНУ В. В., *О статистическом методе определения температуры гомогенизации жидких включений*, Геохимия, 1958, *3*.

ASBESTUL CRISOTILIC DIN SERPENTINITELE BANATULUI DE SE

DE

H. KRÄUTNER

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în şedinţa din 12 iunie 1962

Asbestul crisotilic din Banatul de SE apare în cadrul unui masiv de serpentinite care, împreună cu variatele roci bazice şi ultrabazice asociate, a fost descris de prof. Al. Codarcea (4), (5) şi mai recent de I. Bercia şi E. Bercia (1). Referitor la acumulările de cromite şi apariţiile de sulfuri din masivul serpentinitic trebuie menţionate lucrările prof. N. Petrulian (15), N. Petrulian şi L. Buzilă-Steclaci (16), prof. Al. Codarcea şi Th. Kräutner (6) şi C. Superceanu (20).

Cercetările privind mineralele asbestifere au fost începute în 1927 de prof. M. Savul prin studiul mineralogic şi chimic efectuat asupra metaxitului de la Liubotina (18). C. Gheorghiu[1]), ocupîndu-se între anii 1948 şi 1950 de asbestul crisotilic şi talcul din serpentinite, consideră că soluţii silicioase, care aveau un rol catalitic şi erau legate genetic de corpuri granodioritice, circulînd prin masa serpentinitelor au stimulat serpentina să secrete asbestul.

Cercetări recente asupra asbestului crisotilic din serpentinitele Banatului au fost efectuate de M. Trifulescu şi M. Mureşan (21), care dau o descriere amănunţită a formelor de acumulare şi o imagine generală asupra orientării filoanelor de crisotil din masiv. Formarea crisotilului este atribuită unor cristalizări din soluţii.

Lucrarea de faţă cuprinde un studiu mineralogic şi genetic al asbestului crisotilic din serpentinitele Banatului de SE. Consideraţiile genetice

---

[1]) C. Gheorghiu, *Masivul de serpentinite din regiunea Orşova cu privire specială asupra mineralizaţiei*, Arh. Com. geol., raport 1953—1954.

au fost înlesnite de posibilitatea delimitării etapei de formare a crisotilului în evoluția magmatică a regiunii, în urma cercetării relațiilor cu diferitele fenomene magmatice și tectonice ulterioare serpentinizării.

A. PRIVIRE GENERALĂ ASUPRA PETROGRAFIEI MASIVULUI SERPENTINITIC DIN BANATUL DE SUD

Serpentinitele din Banatul de sud apar într-un lopolit cu înclinare nord-vestică, insinuat între rocile cristaline ale autohtonului danubian și acoperit în partea de V de formațiunile carbonifere și permiene ale zonei Svinița—Svinecea-Mare (17), (4), (5).

După Al. Codarcea (4), (5) masivul ultrabazic este alcătuit dintr-o serie de roci serpentinice reprezentate prin serpentine celulare, serpentine lamelare și serpentine afectate de transformări hidrotermale. Serpentinitelor li se asociază, în apropierea contactului cu gabbrourile de Iuți, diferențiate de tipul wehrlitelor, troctolitelor și piroxenitelor.

În urma cercetărilor întreprinse recent în cadrul masivului, definit de L. Pavelescu (14) drept masiv serpentinitic constituit din serpentinite apodunitice și apoperidotitice, I. Bercia și E. Bercia (1) au separat numeroase tipuri de roci serpentinitice :

a) Serpentinite apodunitice, uneori cu tranziții spre dunite parțial serpentinizate.

b) Serpentinite apoperidotitice reprezentate prin serpentinite apoharzburgitice, apowehrlitice și apolehrzolitice.

c) Roci formate prin metasomatoză la temperatură scăzută în prezența unor soluții încărcate cu SiO_2 și CO_2. Aceste serpentinite transformate se caracterizează prin următoarele parageneze : 1) carbonat + clorit + talc ; 2) talc + carbonat ; 3) talc + antigorit ; 4) carbonat + cuarț (listvänit) ; 5) cuarț + calcedonie + oxizi și hidroxizi de fier.

În cadrul masivului, autorii (1) mai descriu piroxenite, troctolite, gabbrouri, iar ca roci filoniene ce străbat masivul serpentinitic : plagioclazite, tonalite, pegmatite granitice, lamprofire, porfire cuarțifere, semnalate în parte de Al. Codarcea (4), (5) și Gr. Răileanu (17).

I. Bercia și E. Bercia (1) consideră că separarea rocilor ultrabazice și bazice s-a produs în urma unor procese de diferențiere magmatică. După formarea dunitului, din magma ultrabazică se separă harzburgitele, troctolitele și wehrlitele, apoi începe cristalizarea gabbrourilor. Din reziduul magmatic injectat în masa ultrabazică deja serpentinizată cristalizează plagioclazitele, tonalitele și lamprofirele, producînd aureole metasomatice de contact.

Porfirele cuarțifere (permian inferior), (17) reprezintă veniri mai tardive ce sînt atribuite magmatismului subsecvent (1).

Formarea masivului serpentinitic și a diferențiatelor bazice este atribuită magmatismului inițial hercinic din devonianul superior — carboniferul inferior (faza bretonă) (1).

B. RĂSPÎNDIREA ASBESTULUI CRISOTILIC ÎN MASIVUL SERPENTINITIC

Ivirile de asbest crisotilic din masivul serpentinitic se grupează în cîteva zone mari în care sînt concentrate și lucrările miniere de explo-

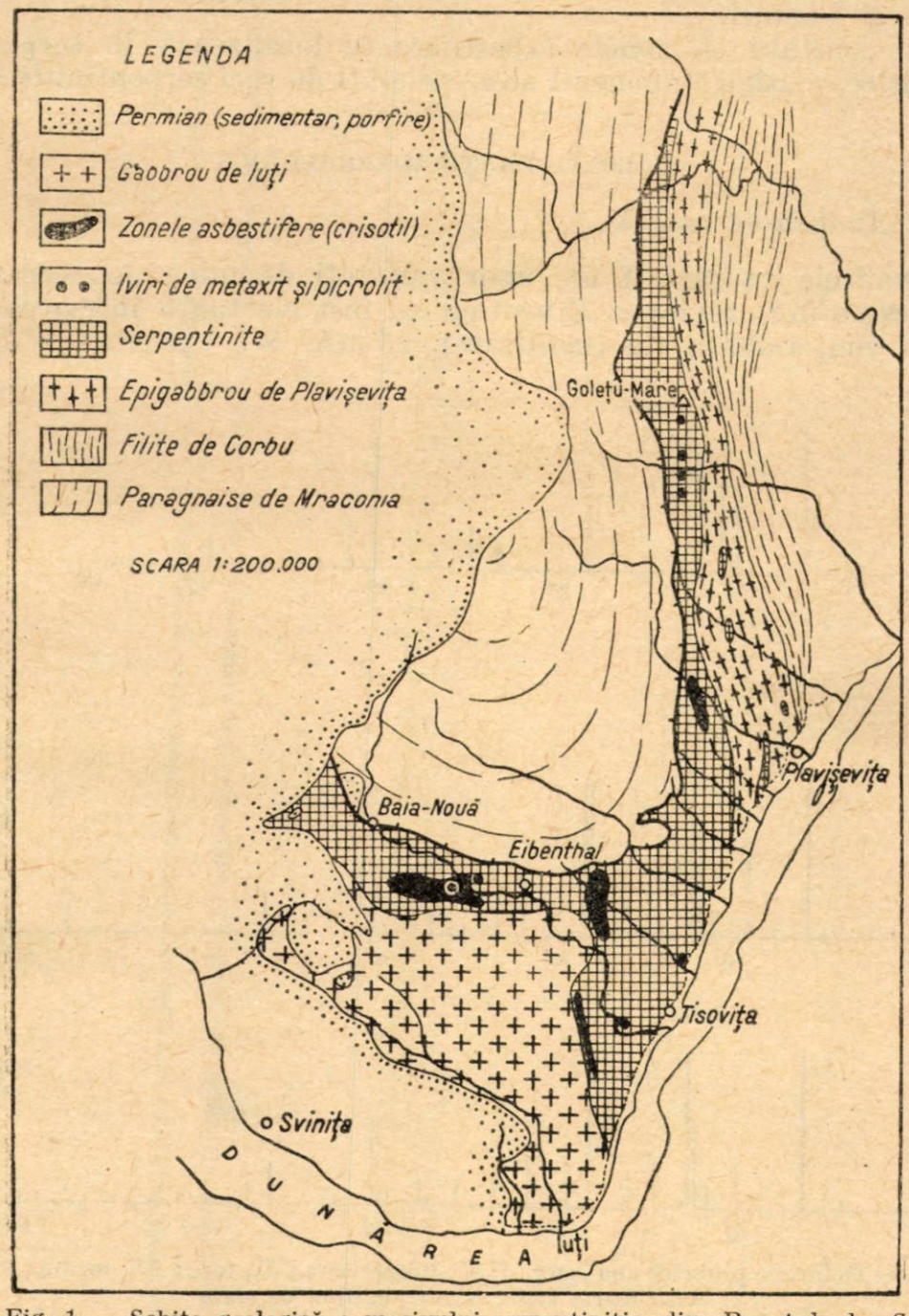


Fig. 1. — Schița geologică a masivului serpentinitic din Banatul de S (geologia după Al. Codarcea).

rare (fig. 1). Cea mai importantă dintre aceste zone se află la E de Eibenthal și cuprinde Dealul Potcoava și partea nordică a Dealului Dîlma, de unde se continuă spre S pînă aproape de valea Tisoviței.

O a doua zonă asbestiferă apare între Eibenthal şi Baia-Nouă, incluzînd Dealul Gorun, văile Tisnit şi Puşcarschi. Alte iviri mai puţin însemnate se grupează la S de valea Tisoviţa, în dreptul Ogaşului Mic—Govedari, şi în braţul nordic al masivului serpentinitic între valea Plavişeviţa şi Lomuri.

Se constată că zonele asbestifere se localizează în serpentinitele apodunitice, evitînd în general alte varietăţi de roci serpentinitice.

C. CONSIDERAŢII MINERALOGICE

1. *Analiza cu raze X*

Analizele cu raze X ale unor varietăţi de minerale serpentinitice asbestiforme din regiunea Eibenthal au fost efectuate într-o cameră cu $r = 28{,}7$ mm, radiaţii Cu (nefiltrate), 25 mA. S-a executat o diagramă

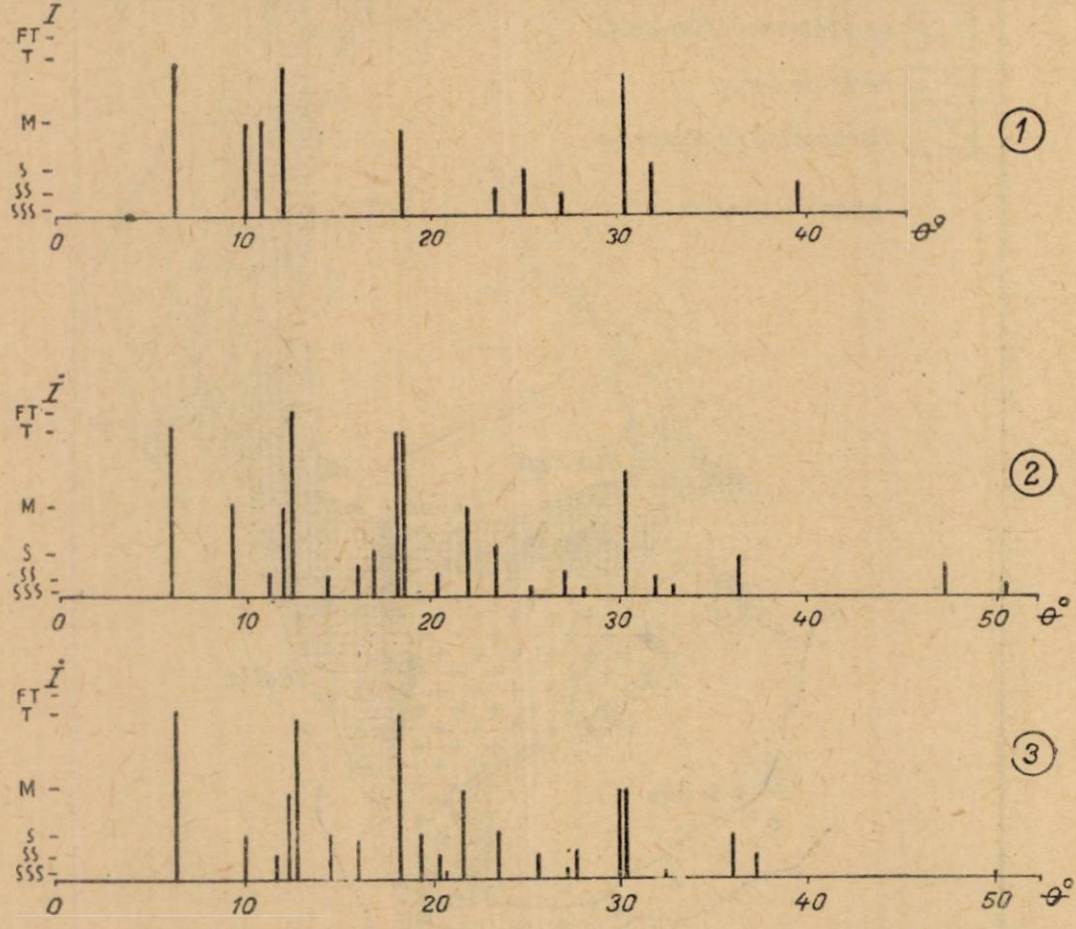


Fig. 2. — Reflexele probelor analizate : *F.T.*, Foarte tare ; *T.*, tare ; *M.*, mediu ; *S.*, slab ; *S.S.*, foarte slab ; *S.S.S.*, extrem de slab.

1, Cristal rotit — crisotil Dealul Potcoava (galeria Buna Speranţă) ; *2*, debyeogramă — crisotil Dealul Potcoava (galeria Buna Speranţă) ; *3*, debyeogramă — picrolit valea Tisnit II (galeria Alexandru).

de cristal rotit pentru un asbest crisotilic verde-gălbui mătăsos (proba 2 DTA) din Dealul Potcoava (galeria Buna Speranţă) şi cîte o debyeogramă pentru un asbest crisotilic verde (proba 1 DTA), de asemenea din

Dealul Potcoava (galeria Buna Speranță), și un asbest picrolitic verde (proba 9 DTA) de pe valea Tisnit II (galeria Alexandru) (tabelul nr. 1 și fig. 2).

Diagrama de cristal rotit a unui fascicul de fibre paralele indică parametrul a = 5,3 Å în lungul fibrei, iar c = 7,33 Å perpendicular pe ea, situație caracteristică pentru *clino-* și *ortocrisotil*. Absența unor reflexe corespunzînd la 9,2 Å (b) în lungul axei fibrei exclude prezența paracrisotilului.

În afara reflexelor obișnuite pentru crisotil, pe linia okl mai apar unele reflexe slabe, care prezintă tendința de a forma cercuri asemănătoare acelora din debyeograme. Ele indică probabil prezența în fasciculul analizat a unui mineral concrescut neregulat (neorientat) cu fibrele de crisotil. Cele două linii extrem de slabe sînt insuficiente pentru determinarea impurității respective.

Trebuie menționată de asemenea apariția unui reflex normal de intensitate medie pentru d = 3,99 Å, ce nu își găsește corespondent în valorile d calculate pentru crisotil. S-ar apropia cel mai mult (cu o eroare de + 0,10 Å) de 022 [1]), reflex caracteristic lizarditului.

În diagrama de pulbere a crisotilului de la galeria Buna Speranță se recunosc atît reflexele clinocrisotilului, cît și cele ale ortocrisotilului, astfel încît trebuie să admitem participarea simultană a celor două varietăți în alcătuirea filonașelor de asbest crisotilic. Acesta este de altfel modul cel mai frecvent de apariție în natură, fascicule omogene constituite numai din clino- sau ortocrisotil întîlnindu-se rar (după E. J. W. Whittaker (23) ele pot fi uneori obținute prin desprinderea în mănunchiuri cu diametru sub 10^{-3} cm).

Ca și în cazul probei de cristal rotit apar reflexele apropiate de 022, care sînt însă foarte slabe și coincid cu β (004). Reflexele slabe 531 (orto-) trebuie atribuite probabil *lizarditului*, deoarece crisotilul se caracterizează prin absența liniilor hkl.

Pentru a obține indicații asupra participării cantitative a clino- și ortocrisotilului am fotometrat intervalul unghiular între 18 și 38 Θ° (fig. 3), partea din debyeogramă în care apar reflexele 20 l (orto- și clino-), ale căror raporturi de intensitate permit aprecierea cantitativă a raportului dintre clino- și ortocrisotil (23). Compararea curbei obținute cu cele teoretice date de E. J. W. Whittaker și J. Zussman, pentru amestecuri în proporții variabile de clino- și ortocrisotil, arată cea mai mare asemănare față de curba reprezentînd raportul 50 : 50. În figura 3 se vede prezența simultană a reflexelor 202^+, 203^+, 205^+, 206^+, 207^+, 209^+ ale ortocrisotilului și 202°, 204°, 206°, 206°, 208° ale clinocrisotilului. Intensitățile ceva mai ridicate ale reflexelor 202^+, 205^+, 206^+, 209^+, pentru ortocrisotil față de cele ale curbei teoretice 50 orto- : 50 clino- ne permit să aproximăm raportul ortocrisotil : clinocrisotil la 60 : 40. Unele mici reflexe care produc abateri neînsemnate de la curba teoretică se datoresc în mare parte radiației Cuβ care n-a fost filtrată.

[1]) Varietățile de crisotil sînt lipsite de reflexe okl și hkl.

Tabelul nr. 1

Analizele röntgenografice ale varietăților de minerale serpentinice asbestifere din regiunea Eibenthal

Crisotil cristal rotit			Orto-clinocrisotil debyeogramă			Picrolit (antigorit) debyeogramă			
I*)	$d_{Å}$	okl	I*)	$d_{Å}$	hkl	I*)	$d_{Å}$	hkl	
T.	7,33	002	T.	7,33	002	T.	7,26	001	P
M.	4,60	020	M.	4,66	020	S.	4,74	—	
M.	3,99	?(022)	S.	3,87	022+β(004)	S.S.	β 3,88	(102,10$\bar{2}$)	
			M.	3,65		M.	3,61	102,10$\bar{2}$	P
F.T.	3,66	004	F.T.	3,56	004	T.	3,54	302,202	
			S.S.	3,07	?	S.	3,06		
M.	2,43	006	S.S.	2,80	β(202)	S.	2,83	14.0.$\bar{1}$+β(16.0.1)	
S.S.	1,94	?(cerc)	S.	2,64	130	T.	2,52	16.0.1	P
			T.	2,48	202+	S.	2,37	17.0.1,30$\bar{3}$,10.3.$\bar{1}$	P
S.	1,83	008	T.	2,45	202°	S.S.	2,27	15.0.2	P
S.S.	1,68	?(cerc)	S.S.	2,27	203°	S.S.S.	2,20	16.0.$\bar{2}$	P
T.	1,53	060	M.	2,07	204°	M.	2,05	11.3.$\bar{2}$	P
S.	1,46	0.0.10	S.	1,95	205°	S.	1,93	—	
			S.S.	1,82	008	S.S.	1,82	004,10$\bar{4}$,833	P
S.S.	1,21	0.0.12	S.	1,73	310	S.S.S.	1,69	21.3.1	
			S.S.	1,63	207+	S.S.	1,67	(24.3.$\bar{1}$)±21.3.1	
Între liniile			T.	1,53	060	M.	1,54	060	P
okl—1k l			S.	1,45	0.0.10+208°	M.	1,53	24.3.$\bar{1}$	
a = 5,30		100							
			S.	1,30	402+	S.S.	1,45	20$\bar{5}$	P
			S.S.	1,038	510	S.	1,31		
			S.S.	0,997	531+	S.S.	1,27		
						S.S.S.	1,06		
						S.S.S.	1,00		
			°—reflexe pentru clinocrisotil			P—reflexe cunoscute pentru picrolit și pikrosmin			
			+reflexe pentru ortocrisotil						

*) Intensități apreciate:
F.T. = foarte tare.
T. = tare.
M. = mediu.
M.S. = mediu spre slab.
S. = slab.
S.S. = foarte slab.
S.S.S. = extrem de slab.

Röntgenograma mineralului serpentinic cu aspect picrolitic, prezentînd valoarea lui $d_{Å}$ pentru 001 = 7,26 Å[1]) și liniile în general mai bine conturate și mai puțin difuze decît la crisotil, se apropie mult de debyeograma antigoritului. Caracteristic antigoritului este de asemenea cuplul reflexelor pentru d = 1,54 Å și 1,53 Å și linia de 2,52 Å. Trebuie remarcată însă lipsa completă a reflexelor pentru intervalul cuprins între d = 7,26 Å și 4,74 Å și prezența unui număr relativ mic de linii față de cele ale antigoritului. Acest lucru caracterizează varietățile aciculare ale mineralelor serpentinitice cu structura antigoritului. După cum se vede în tabelul nr. 1 liniile obținute corespund în general cu cele înregistrate la mineralele de tipul picrolitului pentru care J. Zussman, G. W. Brindley și J. J. Comer (27) propun denumirea de „antigorite fibroase".

[1]) Mai mică decît la crisotil.

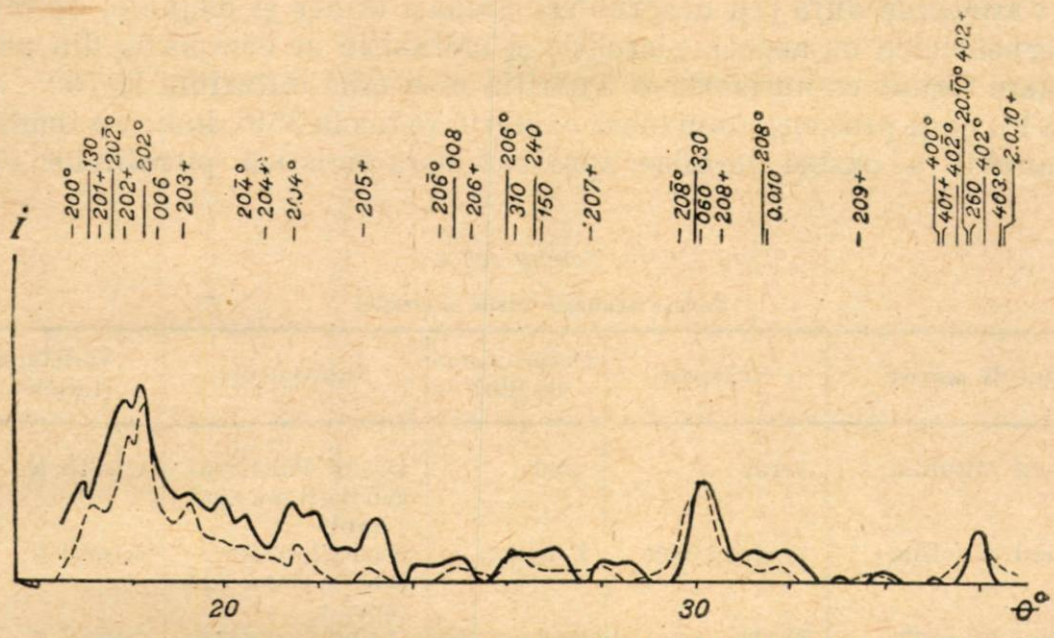


Fig. 3. — Curba fotometrică a intervalului unghiular $\theta^\circ = 18-38$ din diagrama de pulbere a crisotilului din Dealul Potcoava (galeria Buna Speranță).
Linia întreruptă reprezintă curba teoretică de 50 clino- : 50 ortocrisotil după E.J.W. Whittaker și J. Zussman (23).

2. *Analiza termică diferențială*

S-au executat analize termice diferențiale semirapide (35—40° pe minut) cu termocupluri de Pt—PtRh pentru principalele tipuri de asbest întîlnite în serpentinitele din regiune : varietăți de asbest crisotilic ce diferă după gradul de desprindere a fibrelor sau după culoare (fig. 4, *1—8*), ca și varietăți de asbest serpentinic cu aspect metaxitic sau picrolitic (fig. 4, *9—10*) (tabelul nr. 2).

Asbestul crisotilic prezintă efectul endoterm, corespunzînd eliminării grupelor (OH) în jur de 735°. Efectul exoterm la 830°, care corespunde procesului de recristalizare a sistemului anhidru și caracterizează varietățile α la mineralele serpentinitice (11), indică — prin descreșterea sa treptată pînă aproape la dispariție (fig. 4, *1—6*) — o serie de termeni de tranziție de la crisotil α la crisotil β (11). Varietatea pură de crisotil β n-a fost identificată în cadrul probelor analizate, însă avînd în vedere existența termenilor de tranziție nu este exclusă prezența ei în serpentinitele din Banatul de sud.

O poziție puțin aparte o ocupă probele 7 și 8 (fig. 4) care reprezintă asbestul crisotilic al unor filonașe din apropierea porfirelor permiene. Ele au efectul endoterm deplasat la temperaturi relativ mai mici (700—710°) față de cel al majorității crisotilelor. Nu este exclus ca acest lucru să fie cauzat de o influență termică din timpul intruziunii porfirelor permiene.

Varietățile dure (cu desprindere greoaie în ace și baghete) de minerale serpentinice cu aspect picrolitic și metaxitic se comportă din punct de vedere termic ca antigorit α. Apariția unei mici inflexiuni la 700—720° (proba 9), ca și prezența unui efect exoterm redus la 350°, indică o tendință de tranziție a curbei termice spre cea caracteristică picrolitelor (11).

Tabelul nr. 2

Probele analizate termic diferențial

Tipul de asbest	Culoarea	Desprinderea în fibre	Proveniența	Varietatea termică
1. Asbest crisotilic	verde	greu	Dealul Potcoava-galeria Buna Speranță	crisotil α
2. Asbest crisotilic	verde-gălbuie	f. ușor	Dealul Potcoava-galeria Buna Speranță	crisotil α
3. Asbest crisotilic	verde	ușor	Dealul Potcoava-galeria Buna Speranță	crisotil α
4. Asbest crisotilic	galbenă-argintie	f. ușor	Dealul Dîlma-sud cota 389	crisotil α
5. Asbest crisotilic	verde închis	ușor	valea Pușcarschi	crisotil α
6. Asbest crisotilic	verde-cenușie	f. ușor	Dealul Dîlma	crisotil α
7. Asbest crisotilic	verde-cenușie	f. greu	Valea Tisovița—Eibenthal	crisotil α
8. Asbest crisotilic	galbenă-aurie	f. ușor	afluentul văii Tisnit I, galeria Gheorghe	crisotil α—β
9. Asbest serpentinic dur (picrolit)	verde	f. greu	valea Tisnit, II galeria Alexandru	antigorit α
10. Asbest serpentinic dur	verde închis	f. f. greu, în baghete și ace	valea Tisovița—Eibenthal	antigorit α

3. *Considerații optice și mineralogice de ordin general*

Structurile filosilicaților — constituiți din alternanțe de strate tetraedrice de silice (Si_2O_5) și brucitice ($Mg(OH)_2$) — prezintă, din cauza nepotrivirii distanțelor reticulare, tendințe de curbare și rulare. Stratele brucitice cu distanțe mai mari ocupă partea convexă, iar cele tetraedrice partea concavă a structurii slab curbate. Prin participarea în rețea a unei cantități reduse de Al^{+++} discordanțele reticulare menționate se rezolvă și tendința de rulare dispare. Deosebirile structurale dintre crisotil (rulat) și antigorit (nerulat) se bazează deci pe o diferențiere chimică, care impune separarea în sistemul cloritelor a celor două grupe de minerale serpentinice. Diagramele din figura 5, construite cu ajutorul analizelor chimice de crisotil și antigorit din literatură, arată că tendința de

rulare dispare în jurul liniei de 1% Al_2O_3. Corespunzînd acestui conținut de aluminiu, varietățile de crisotil caracterizate prin structuri tubulare pot fi delimitate în cadrul diagramei sistemului cloritelor (24), (22) de o linie în jur de 2,7% amesit (2,5—3% amesit) (fig. 6).

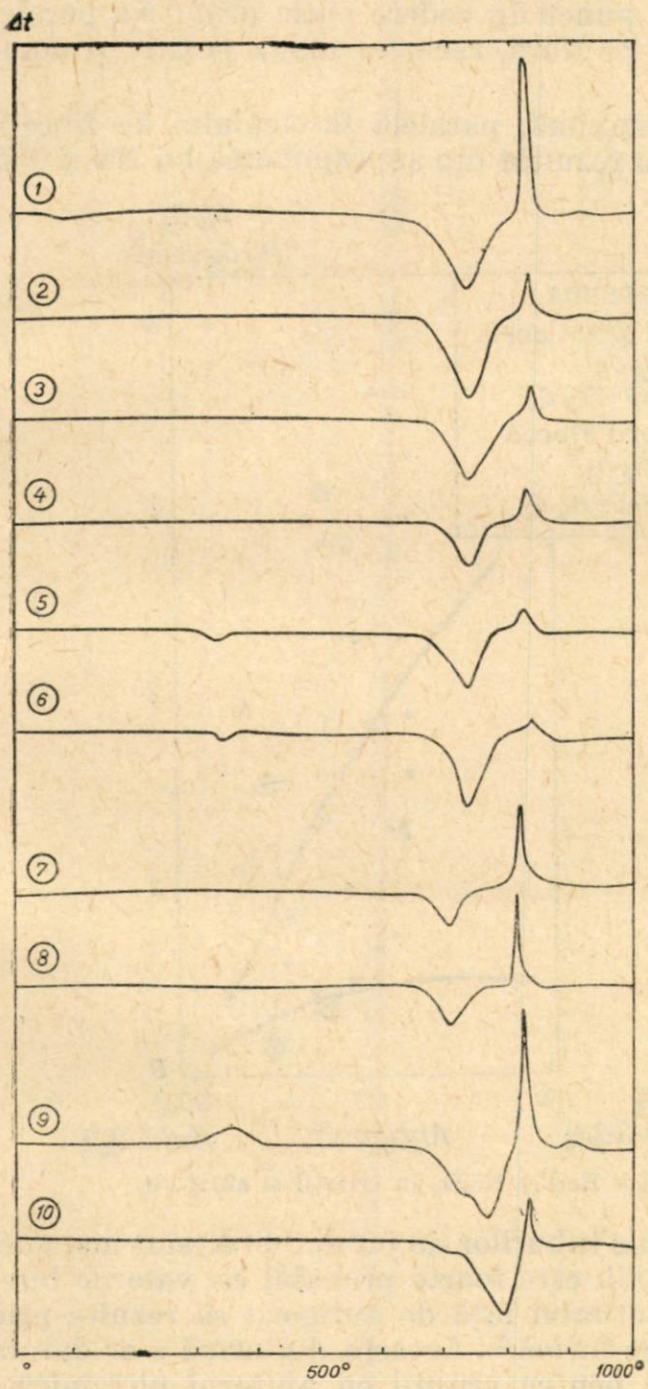


Fig. 4. — Curbele termice diferențiale ale mineralelor asbestiforme din masivul serpentinitic (numerele probelor corespund cu cele din tabelul nr. 2).

Prezența fierului din analize nu pare a avea o influență asupra structurii tubulare a crisotilului. El poate substitui izomorf Mg datorită asemănării razelor ionice și poate proveni în parte din incluziunile frecvente de magnetit dintre fibrele de crisotil.

Structura tubulară a crisotilului generează particularități optice, cărora li se datoresc deosebirile față de antigorit. În urma simetriei radiale, dobîndite prin rulare, din punct de vedere optic, se ajunge de asemenea la o simetrie axială perpendicular pe alungirea fibrei. Aceasta rezultă din vibrarea radială în jurul axei fibrei (drept care studiul röntgenografic identifică parametrul a = 5,2 Å) a lui Nx subparalel cu c=7,3 Å. Alungirea pozitivă indică vibrarea lui Nz paralel cu axa fibrei și deci a lui Ny || b (9,4 Å) paralel pereților tuburilor (fig. 7, *A*). Simetria radiară și *caracterul uniax pozitiv* astfel rezultat se verifică prin menținerea extincției în urma înclinării fasciculelor de fibre, cu ajutorul mesei universale Fedorov, paralel direcției de vibrație a nicolului analizor (a_4) și a rotirii concomitente în jur de a_2, într-un plan perpendicular pe axa fibrelor diferit înclinate.

În consecință, nu se poate vorbi la crisotil de un Ny și de 2V, cum apar însemnate în tratatele și lucrările de specialitate (24), (22),(10). Aceste valori s-ar putea referi doar imaginar la plăcuțele monoclinice curbate, care

formează edificiul tubular şi ale căror dimensiuni sînt mult inferioare lungimilor de undă din cadrul spectrului vizibil. Prin urmare, asbestul crisotilic trebuie caracterizat din punct de vedere optic prin : Nz paralel fibrei, un N mediu perpendicular pe fibră, caracter uniax pozitiv şi alungire pozitivă.

Secţiunea de birefringenţă maximă, paralelă fasciculului de fibre[1]), cuprinde deci pe Nz şi un N mediu rezultat din suprapunerea lui Nx şi Ny.

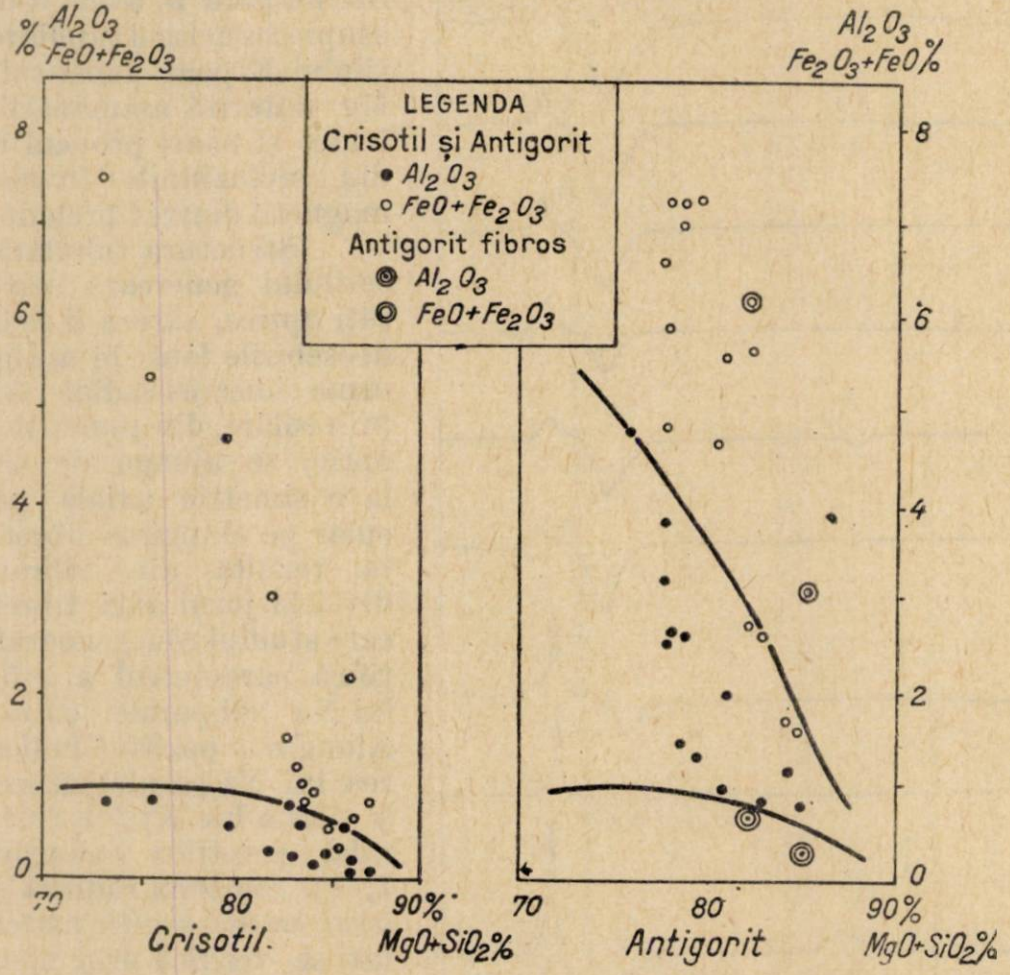


Fig. 5. — Repartizarea Al_2O_3 şi a $FeO + Fe_2O_3$ în crisotil şi antigorit.

Întrucît înseşi diametrele externe ale tuburilor (în jur de 300 Å) sînt mai mici decît lungimile de undă ale luminii, este foarte probabil ca valorile birefringenţei relativ ridicate ale crisotilului faţă de antigorit să rezulte prin suprapunerea unei birefringenţe de formă[2]). Aceasta din urmă s-ar datora structurii „tub în tub" dovedită pentru crisotil cu ajutorul ultramicrotomiei şi a microscopului electronic de M. Maser, R. V. Rice şi H. P. Klug (13), între tubul extern şi cel intern aflîndu-se un spaţiu

[1]) Unei grosimi normale de secţiune subţire d = 0,025 mm corespunde o suprapunere de aproximativ 800 fibre de crisotil.

[2]) Birefringenţa de formă (O. Wiener) apare datorită formei şi aranjamentului elementelor optic izotrope sau anizotrope, cu refringenţe diferite şi dimensiuni inferioare lungimilor de undă ale luminii.

liber, umplut parțial cu o substanță probabil amorfă. Golurile din interiorul fibrelor, ca și spațiile identificate de cercetătorii mai sus-citați, între edificiile tubulare, pot de asemenea cauza o birefringență de formă.

Structura „tub în tub" oferă posibilitatea unei explicații plauzibile a caracterelor monoclinice și rombice ale reflexelor obținute pentru un fascicul de fibre crisotilice. Dacă în urma razelor diferite ale tuburilor interne și externe unele sînt monoclinice și altele rombice, atunci grosimile inconstante ale pereților cilindrilor interni și externi determină valorile variabile cunoscute pentru raportul dintre orto- și clinocrisotil.

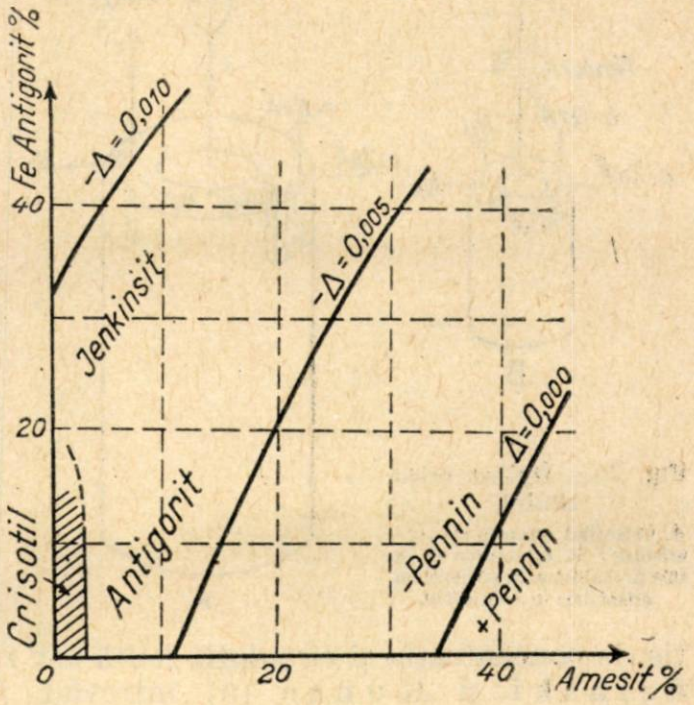


Fig. 6. — Poziția crisotilului în sistemul cloritelor (diagrama cloritelor după A. N. Winchell — W. E. Tröger).

Întrucît N. D. Soboleff și M. V. Tatarinoff (19) au demonstrat dependența rigidității crisotilului față de un exces de SiO_2, constatat în analizele chimice, se poate presupune că materia amorfă, identificată de M. Maser, R. V. Rice și H. P. Klug (13) sporadic între tuburile concentrice ale crisotilului, constă din silice amorfă. În cazul prezenței acestei silice în cantitate sporită ea ocupă aproape întreg spațiul dintre cilindrii externi și interni ai crisotilului, determinînd astfel o rigiditate mai mare a fibrei, în mod normal elastică.

Determinările la masa universală Fedorov arată o simetrie optică radiară, deci o structură tubulară și pentru unele minerale constituente ale benzilor de „α serpentină", care formează zonele externe ale celulelor din serpentinite. Caracterul optic uniax negativ, alungirea negativă și birefringența scăzută indică o răsucire probabilă în jurul axei b (fig. 7, *B*), după cum presupune G. H. Francis (7) ținînd seama de posibilitatea existenței parametrului b = 9,2 Å în lungul fibrei (paracrisotil). În acest caz Nm (x, z) trebuie să fie mai mare decît Ny.

Restul mineralelor din structurile celulare ale serpentinitelor apodunitice (o parte din „α serpentină", „γ serpentină" şi mineralele serpentinice fibroase cu extincţie oblică „clinoserpentină") nu prezintă simetrie radiară.

După G. H. Francis (7) röntgenograma serpentinitelor apodunitice (celulare) are afinităţi evidente cu aceea a crisotilului. Din punct de vedere termic diferenţial (fig. 8) aceste serpentinite se comportă drept crisotil α, ceea ce se datoreşte — după cum arată analizele chimice ale acestor roci — conţinutului redus în Al_2O_3 (în general sub 1% Al_2O_3).

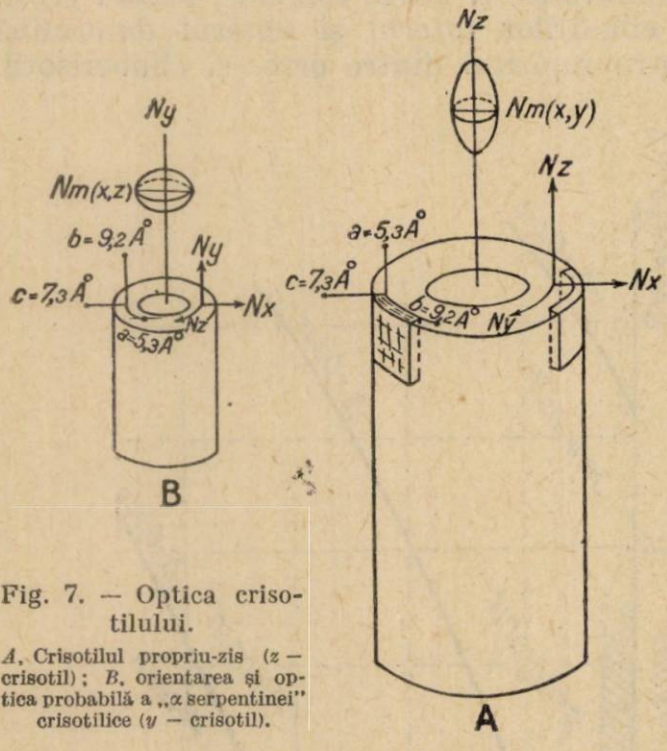


Fig. 7. — Optica crisotilului.

A, Crisotilul propriu-zis (z — crisotil); *B*, orientarea şi optica probabilă a „α serpentinei" crisotilice (*y* — crisotil).

Cauzele deosebirilor structurale dintre mineralele serpentinice cu Al_2O_3 sub 1% trebuie căutate în condiţiile genetice diferite. Probabil că benzile de α serpentină şi γ serpentină din celulele serpentinitelor rezultă din recristalizarea gelurilor [1]) formate succesiv prin acţiunea soluţiilor şi vaporilor asupra olivinelor [2]), pe cînd asbestul crisotilic (crisotilul propriu-zis) cristalizează din soluţii suprasaturate, care circulă prin fisurile serpentinitelor. În funcţie de concentraţia şi circulaţia lentă sau rapidă a soluţiilor, H. Jagodzinski şi Kunze (9) întrevăd posibilitatea de a se produce

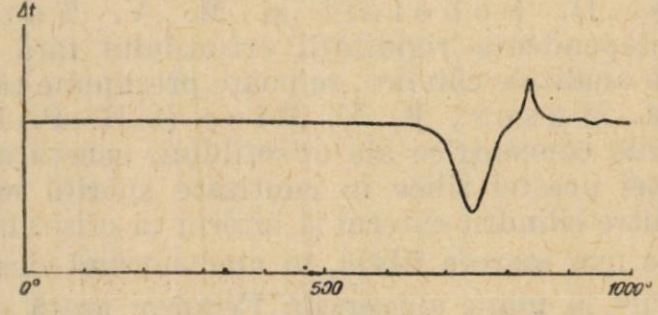


Fig. 8. — Curba termică diferenţială a serpentinitului apodunitic (celular) (Dealul Potcoava).

rulări diferite în urma unor accidente de creştere, care determină schimbări axiale sau radiale ale axei de rulare.

[1]) A. G. Betehtin (2) întrevede acest mod de formare pentru asbestul crisotilic.

[2]) Nu este exclus ca diferitele modificări ale mineralelor serpentinice să fie determinate de temperatura la care se produc fazele respective ale procesului de serpentinizare.

D. CONSIDERAȚII PETROGRAFICE ȘI GENETICE

1. *Modul de prezentare a crisotilului*

Asbestul crisotilic apare în masa rocilor serpentinitice sub formă de filonașe discontinue, de dimensiuni foarte variabile (de la fracțiuni de mm pînă la dimensiuni de ordinul cm). După modul lor de prezentare, ivirile de crisotil se pot grupa în două tipuri, dintre care unul se caracterizează prin prezența în serpentinitele apodunitice a unor filonașe extrem de fine (uneori vizibile numai la microscop) diferit orientate, iar celălalt prin filonașe discontinue, bine dezvoltate, cu grosimi pînă la 3 cm, ce se grupează paralel în zone cu aspect rubanat și continuitate pînă în jur de 100—150 m (tipul filonian propriu-zis).

a) Primul tip de prezentare a crisotilului[1]) a fost întîlnit în zona asbestiferă din Dealul Potcoava și pare a avea o răspîndire restrînsă. Această concluzie poate fi în parte influențată de recunoașterea sa dificilă, filonașele de crisotil observîndu-se adesea numai microscopic. De aceea nu excludem posibilitatea existenței sale și în serpentinitele apodunitice ale altor zone asbestifere. Caracteristice acestui tip sînt filonașele extrem de fine de crisotil insinuate pe interstițiile dintre celulele serpentinitului sau străbătînd aceste celule (pl. I, fig. 11 și 12). Faptul că filonașele de crisotil includ magnetitul II[2]) care tapisează fisurile inițiale ale olivinelor, în dreptul intersecțiilor acestora cu filonașele de crisotil, arată că asociația magnetitului cu crisotilul nu constituie o parageneză rezultată în urma cristalizării simultane din soluție.

b) Tipul filonian propriu-zis constituie aparițiile asbestifere principale și cu interes economic. Crisotilul se prezintă în filonașe discontinue, paralele, cu grosimi maxime de 3 cm, care uneori se ramifică trimițînd vinișoare subțiri în roca din jur. Cîteodată conține incluziuni din serpentinit desprinse din pereții filonului, după cum se poate deduce din potrivirea perfectă a contururilor în general colțuroase cu forma pereților. Asupra descrierii amănunțite și a orientării filoanelor nu vom insista, întrucît ele au fost analizate amănunțit de M. Trifulescu și M. Mureșan (21).

Acest mod de prezentare a asbestului crisotilic este caracteristic zonei Dealul Gorun—valea Tisnit — valea Pușcarschi. În Dealurile Potcoava și Dîlma, ca și în ivirile de la sud de Tisovița, sistemele de fisuri, pe care în urma circulației soluțiilor silico-magneziene a cristalizat crisotilul, au fost utilizate ulterior de intruziunile diferențiatelor acide (plagioclazite) rezultînd astfel o coexistență a filoanelor de asbest cu cele de plagioclazite. Paralelismul și poziția apropiată a filoanelor de crisotil față de dykurile plagioclazitice constituie o particularitate a masivului serpentinitic din Banatul de sud.

---

[1]) Fără importanță economică din cauza dimensiunilor mici ale fibrei și cantității reduse de crisotil.

[2]) Drept magnetit II este considerat după N. Petrulian (15) magnetitul rezultat în procesul de serpentinizare din transformarea olivinei în serpentină + magnet.

c) În zona dintre văile Puşcarschi şi Tisnit au fost întîlnite unele filonaşe de crisotil insinuate pe fisurile paralele ale unor zone tectonice din serpentinite.

Studiul microscopic arată în majoritatea cazurilor că filoanele sînt constituite din două benzi de fibre de crisotil ce au crescut dinspre margine spre centrul filonului (perpendicular pe pereţi) şi care se unesc de-a lungul unei linii de sutură sinuoasă (pl. III, fig. 19), pe care M. Trifulescu şi M. Mureşan (21) semnalează şi prezenţa serpofitului.

Uneori se constată existenţa a două generaţii de crisotil uşor de recunoscut datorită unor deosebiri sesizabile ale refringenţei (pl. III, fig. 17). De regulă, prima generaţie se caracterizează printr-o refringenţă mai ridicată şi nuanţe slab brunii, cauzate probabil de un mic conţinut în fier. În cadrul serpentinitelor provenite din dunite cu olivina relativ mai bogată în faialit, fapt ce se poate deduce din conţinutul ridicat în magnetit II al serpentinitului, între fibrele paralele de crisotil ale primei generaţii se găsesc numeroase incluziuni orientate de pulbere de magnetit II, provenită din pereţii filonului (pl. III, fig. 18). Generaţia a doua de crisotil este mereu mai „pură" decît prima, fapt care indică o diferenţiere a pulsaţiilor, în urma căreia soluţiile se apropie din ce în ce mai mult de compoziţia ideală a serpentinei.

Existenţa fazelor succesive de formare a asbestului crisotilic este de altfel demonstrată şi de intersectarea unor filonaşe crisotilice de către altele mai recente.

În afara asbestului crisotilic, în masivul serpentinitic au mai fost întîlnite şi minerale serpentinice asbestiforme ca picrolit şi metaxit (18) care apar în lentile alungite sau cuiburi. Dimensiunile lor întrec mereu cu mult pe cele ale crisotilului. Întrucît filonaşele de crisotil străbat aceste minerale (valea Tisoviţa, Eibenthal) formarea crisotilului este sigur ulterioară metaxitului şi picrolitului (pl. III, fig. 20).

2. *Transformările crisotilului*

Studiul microscopic relevă o serie de transformări cărora a fost supus crisotilul filonian în urma mai multor procese geologice ulterioare cristalizării asbestului. Acest lucru permite încadrarea destul de precisă a formării crisotilului în evoluţia geologică a regiunii şi aduce prin aceasta preciziuni importante asupra genezei sale.

a) Rocile filoniene (plagioclazitele) care au intrus în parte pe aceleaşi sisteme de fisuri ca şi soluţiile din care a cristalizat crisotilul, produc la contact cu serpentinitele aureole metasomatice, descrise detaliat de I. Bercia şi E. Bercia (1). În Dealul Potcoava, unde coexistenţa filoanelor de crisotil cu cele plagioclazitice este foarte frecventă, au fost întîlnite cazuri, în care şi crisotilul este afectat de aceste fenomene metasomatice. Întrucît dezvoltarea lor este variabilă, fiind probabil în parte legată şi de prezenţa unor substanţe volatile, soluţii silicioase sau carbonatice care însoţesc corpul filonian (în unele cazuri produc zone de sili-

cifiere), de multe ori fenomenele de contact sînt insuficient dezvoltate pentru a afecta filoanele de crisotil. Acest lucru a permis cercetătorilor anteriori[1]) să întrevadă o legătură genetică între formarea crisotilului şi punerea în loc a filoanelor de roci magmatice acide pe care le însoţeşte în mod aparent.

În galeria Buna Speranţă (Dealul Potcoava) crisotilul a fost talcizat o dată cu roca serpentinitică în care se află. Concomitent se constată şi recristalizarea masei serpentinitice, în antigorit, probabil în urma unui slab aport de aluminiu ce a însoţit difuzarea sub temperatură ridicată a Si în timpul procesului de talcizare. În stadiile intermediare surprinse se constată că procesul de talcizare se dezvoltă cu precădere în roca serpentinitică şi este mai restrîns în cadrul filoanelor de crisotil, fapt ce se datoreşte probabil particularităţilor structurale ale asbestului.

b) Braţul vestic al masivului serpentinitic este străbătut de numeroase intruziuni de porfire cuarţifere permiene, studiate de Gr. Răileanu (17), atribuite magmatismului subsecvent al orogenezei hercinice (1), şi care au fost însoţite de o activitate hidrotermală însemnată. Soluţiile silicioase şi carbonatice, care au succedat punerii în loc a porfirelor, au cauzat transformări metasomatice importante, descrise de I. Bercia şi E. Bercia (1) şi larg răspîndite în masa serpentinitelor. Pot fi surprinse toate stadiile de tranziţie de la serpentinit la roci complet metasomatizate constituite din parageneze cuarţo-carbonatice.

Probabil că geneza mineralizaţiei de cobalt de pe valea Tisnit, descrisă de C. Superceanu (20) şi atribuită magmatismului ultrabazic, trebuie legată tot de activitatea hidrotermală a magmatismului subsecvent.

O dată cu transformarea rocilor serpentinitice au fost distruse şi filonaşele de crisotil. Stadii intermediare ale acestor fenomene se pot surprinde pe valea Tisnit (între Eibenthal şi Baia-Nouă) în apropierea profilelor cuarţifere, unde în serpentinite transformate în roci antigoritice cu carbonaţi feriferi se găsesc fragmente relicte ale unor filoane de crisotil (pl. II, fig. 14). Trebuie reamintite aici şi particularităţile comportării crisotilului din apropierea acestor corpuri intruzive, în analiza DTA.

c) Paralel cu linia de încălecare a cristalinului de Mraconia (4), (5) a fost urmărită, de I. Bercia şi E. Bercia (1), o fîşie de serpentinite lamelare, în care, în urma eforturilor tectonice, masa serpentinitică a recristalizat orientat sub formă de antigorit. Acest fenomen de recristalizare afectează uneori şi filoanele de crisotil (la V de Eibenthal). Mai evident însă este aspectul microcutat al filoanelor asbestifere din aceste serpentinite, rezultat în urma decroşării submilimetrice de-a lungul unor plane, paralel cu care s-a produs recristalizarea antigoritului din serpentinitul celular iniţial (pl. II, fig. 15).

În interiorul masivului, asbestul crisotilic răspunde la eforturile tectonice prin îndoiri şi flexurări sesizabile uşor atît macroscopic, cît şi microscopic, prin variaţiile birefringenţei cauzate de schimbările unghiului de secţionare de-a lungul fibrelor flexurate (pl. II, fig. 16).

---

[1]) C. Gheorghiu, *Op. cit.*,

3. *Geneza crisotilului și serpentinizarea*

În urma descrierilor făcute, ca și după presupunerile multor autori, asbestul crisotilic trebuie privit ca un produs de cristalizare din soluții ce au circulat pe fisurile rocilor serpentinitice. Aceste soluții nu pot fi legate genetic de filoanele diferențiatelor magmatice acide (plagioclazite) sau ale magmatismului subsecvent (porfire cuarțifere) ce străbat serpentinitele, deoarece fenomenele metasomatice de la contactul lor cu serpentinitele afectează și crisotilul. Avînd în vedere localizarea asbestului crisotilic aproape exclusiv în serpentinitele apodunitice și existența unor zone cu filonașe submilimetrice de crisotil insinuate neregulat între celulele rocii, considerăm că formarea asbestului crisotilic este legată genetic de procesul de serpentinizare.

Serpentinizarea trebuie concepută ca un proces de autometasomatoză care afectează rocile ultrabazice în urma consolidării lor, fapt dovedit incontestabil de structurile relicte păstrate în serpentinitele neafectate de transformări și recristalizări. Apa necesară serpentinizării poate proveni în urma separării ei din magma ultrabazică, datorită unei nemiscibilități la temperatură ridicată, similar cu SiO_2 din sistemele de silicați lipsiți de alcalii (26), sau poate proveni dintr-un proces de diferențiere în urma cristalizării silicaților feromagnezieni anhidri cu care nu are posibilitatea de a reacționa la temperatură înaltă (3).

Vaporii de H_2O persistă astfel în echilibru cu roca consolidată sau se pot acumula în funcție de condițiile locale. Prin descreșterea treptată a temperaturii rocilor ultrabazice cristalizate, se ajunge la condiții termodinamice în care devine posibil procesul de serpentinizare. Cercetările lui L. M. Bowen și O. F. Tuttle (3) au arătat că acestea se produc la 400—500° pentru forsterit, temperatura scăzînd o dată cu creșterea conținutului în fier pînă la 300° pentru olivine hialosideritice și hortonolitice (50% Fa).

În afară de prezența apei, a cărei cantitate determină serpentinizarea totală sau parțială a rocilor ultrabazice[1]), o condiție esențială în procesul de serpentinizare este existența căilor de circulație oferite de interstițiile dintre cristalele de olivină și fisurile acestora, care măresc mult suprafața de contact între cele două faze și a căror formă determină aspectele structurii celulare ale serpentinitelor rezultate.

Structurile celulare din serpentinite, după cum au fost descrise de G. H. Francis (7), I. Bercia și E. Bercia (1) și mulți alți cercetători, indică o desfășurare prin mai multe faze succesive a serpentinizării, care deci nu trebuie privită ca un proces unic.

Probabil că în urma acțiunii apei asupra olivinei ia naștere un gel serpentinitic din care cristalizează orientat mineralele serpentinice. Este de remarcat faptul că α serpentina este mereu prima care ia naștere. Prin acest mod de formare mineralele constituente ale celulelor din serpentinite se diferențiază net de geneza crisotilului, ale cărui particularități

[1]) A. N. Zavariţki (25) descrie în Ural, la Taghilul-de-Jos, o serpentinizare parțială a corpului ultrabazic, dovedită prin foraje. Vaporii de apă migrați spre suprafață au transformat numai părțile superioare ale masivului dunitic.

structurale, după cum au arătat H. Jagodzinski şi Kunze (9), necesită o cristalizare din soluţii suprasaturate.

În literatura geologică sînt admise în general pentru procesul de serpentinizare mai multe reacţii ce ţin seama de participarea în proces sau numai a H_2O sau a $H_2O + SiO_2$ (prezenţa CO_2 determină formarea magnezitului între produsele finale).

În urma reacţiilor ce admit numai acţiunea H_2O asupra forsteritului, rezultă ca produs final, pe lîngă serpentină, MgO, iar la insuficienţă de H_2O, $MgO + SiO_2$, care trecînd în soluţii pot participa în continuare în procesul de serpentinizare.

$$4\,Mg_2SiO_4 + 4\,H_2O \rightarrow Mg_6(OH)_8(Si_2O_5)_2 + 2\,MgO \quad [1]$$

$$5\,Mg_2SiO_4 + 4\,H_2O \rightarrow Mg_6(OH)_8(Si_2O_5)_2 + 4\,MgO + SiO_2 \quad [2]$$

(J. Verhougen)

Prin introducerea de H_2O şi SiO_2 în sistem rezultă o serpentină fără surplus de oxizi.

$$3\,Mg_2SiO_2 + 4H_2O + SiO_2 \rightarrow Mg_6(OH)_8(Si_2O_5)_2 \text{ (H. H. Hess)} \quad [3]$$

Toate aceste reacţii însă nu ţin seama de prezenţa fierului din olivinele naturale. Acţiunea H_2O asupra unei olivine crisolitice este suficientă pentru a obţine serpentină + oxizi de fier (8), parageneză care caracterizează toate rocile serpentinitice din natură, neafectate de procese de transformare ulterioare serpentinizării[1]). În cazul olivinelor mai bogate în fier (hialosiderit, hortonolit), pe lîngă oxizii de fier rezultă un exces de SiO_2 ce poate trece în soluţie şi participa mai departe în procesul de serpentinizare.

$$Mg_6Fe_2(SiO_4)_4 + H_2O \rightarrow Mg_6(OH)_8(Si_2O_5)_2 + 2FeO \quad [4]$$

$$6\,(Mg, Fe)_2SiO_4 + 4H_2O \rightarrow Mg_6(OH)_8(Si_2O_5)_2 + 2SiO_2 + 6FeO \quad [5]$$

Pentru serpentinitele din Banatul de sud, conform raportului molecular Mg : Fe stabilit de I. Bercia şi E. Bercia (1), reacţia serpentinizării ar trebui concepută în felul următor :

$$Mg_9Fe_1(SiO_4)_5 + SiO_2 + 6\,H_2O \rightarrow 1.5\,[Mg_6(OH)_8(Si_2O_5)_2] + FeO \quad [6]$$

În cazul unei insuficienţe de SiO_2 conform reacţiei [1] ia naştere şi MgO care în parte se poate combina, conform presupunerilor lui L. M. Bowen şi O. F. Tuttle (3), cu FeO în magneziomagnetit $(Mg,Fe)O\,Fe_2O_3$, sau poate trece în soluţie.

Din cele arătate mai sus, reiese complexitatea procesului de serpentinizare, manifestată atît prin fazele succesive ale procesului cît şi prin caracterul complex al reacţiilor care îşi furnizează în parte singure elementele necesare, asigurînd astfel variaţii minime de volum.

Avînd în vedere posibilitatea dizolvării silicei în vaporii de apă, dovedită de L. M. Bowen şi O. F. Tuttle (3) în experienţe de

[1]) Experienţele lui L. M. Bowen şi O. F. Tuttle (3) au arătat că în funcţie de presiunea parţială a oxigenului din vaporii de H_2O, aceşti oxizi cristalizează sub formă de magnetit sau hematit.

sinteză a serpentinei şi ţinînd seama de necesitatea evidentă a SiO_2 în procesul de serpentinizare, se poate admite că vaporii de apă care produc autometasomatoza rocilor ultrabazice conţin silice dizolvată. Acest conţinut de silice poate fi cîştigat din reacţiile de serpentinizare sau poate proveni din procese de nemiscibilitate cunoscute şi dovedite experimental pentru SiO_2 din sisteme cu oxizi de Fe şi Mg lipsite de alcalii (26).

Din toate cele arătate şi discutate mai sus, rezultă că în timpul procesului de serpentinizare, în roca ultrabazică circulă vapori şi soluţii de H_2O, care conţin silice dizolvată şi care în timpul serpentinizării se pot îmbogăţi în silice şi magneziu. Condiţiile optime de dezvoltare a acestei faze fluide, bogate în Si şi Mg, se creează la sfîrşitul serpentinizării cînd nu mai poate fi consumată în reacţiile de transformare ale olivinei, iar temperatura scăzută permite trecerea într-o fază lichidă de natură „hidrotermală". Aceste soluţii circulă pe interstiţiile dintre celulele serpentinitului şi sînt absorbite de fisurile şi crăpăturile acestuia, unde din ele cristalizează asbestul crisotilic (tipul filonian propriu-zis).

După consideraţiile lui H. Jagodzinski şi Kunze (9) asupra creşterii crisotilului, structura sa de filosilicat încovoiat necesită pentru dezvoltare o suprasaturaţie a soluţiilor care se poate menţine numai în cazul unui aport continuu de substanţe. Particularităţile structurale ale crisotilului necesită deci circulaţia soluţiilor pe fisuri.

În urma celor arătate, trebuie să admitem că soluţiile care au circulat pe fisurile serpentinitelor şi din care a cristalizat crisotilul, reprezintă un produs de diferenţiere al procesului de serpentinizare. Ele au pulsat în cîteva rînduri, dînd naştere la mai multe generaţii de crisotil (de regulă două observabile) dintre care ultima, cea mai importantă, este mereu mai curată. Diferenţierea a continuat deci şi în cadrul soluţiilor, tinzîndu-se din ce în ce spre soluţii silico-magneziene cît mai pure.

Relaţiile de vîrstă cu mineralele serpentinitice de tipul metaxitului şi picrolitului sînt în general clare. Filoanele de crisotil străbătîndu-le pe acestea din urmă sînt mai noi şi deci formarea picrolitului s-a produs în timpul procesului de serpentinizare, în timp ce crisotilul reprezintă ultimul ecou al acestuia.

Localizarea restrînsă a crisotilului în anumite zone din masa rocilor serpentinitice este condiţionată de existenţa surplusului de apă din care se formează diferenţiatele hidrotermale silico-magneziene, de prezenţa în rocă a fisurilor care să permită acumularea şi circularea soluţiilor şi, în sfîrşit, de absenţa unor fenomene ulterioare de recristalizare în masa serpentinitelor. E. K. Lazarenko (12) descrie asbest crisotilic şi în dunite parţial serpentinizate. În aceste cazuri filonaşele de crisotil apar mereu în părţile centrale ale zonelor serpentinizate, lăsînd impresia că

PLANŞA I

Modul de prezentare a crisotilului.

Fig. 9. — Filonaş discontinuu de crisotil în serpentinit (1,25 ×).
Fig. 10. — Filonaşe paralele de crisotil în serpentinit (0,75 ×).
Fig. 11. — Serpentinit apodunitic (celular) cu filonaşe microscopice de crisotil (nicoli + ; 50 ×).
Fig. 12. — Crisotil insinuat între celulele serpentinitului apodunitic (celular) (nicoli + ; 250 ×).

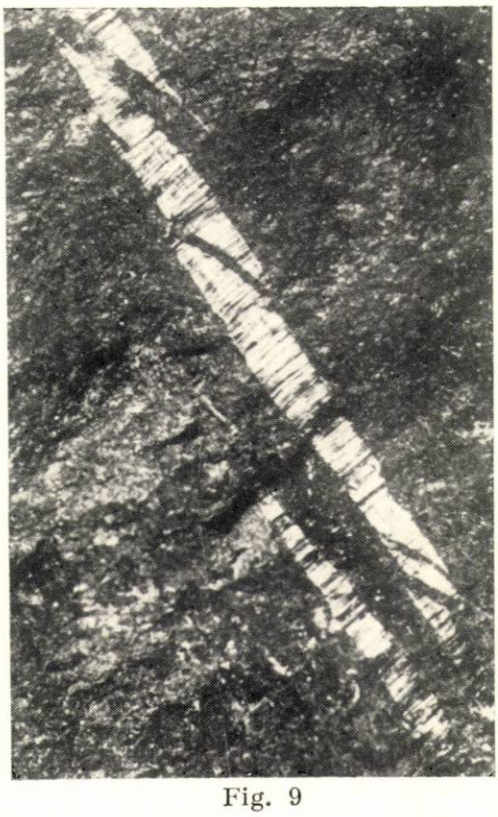


Fig. 9

Fig. 10

Fig. 11

Fig. 12

PLANŞA II

Transformările crisotilului.

Fig. 13. — Talcizarea serpentinitului şi a crisotilului în apropierea contactului cu un dyk de plagioclazite (nicoli + ; 15 ×).

Fig. 14. — Fragment relict al unui filon de crisotil în serpentinit antigoritic recristalizat şi slab carbonatat la contactul cu porfirele cuarţifere permiene (nicoli + ; 40 ×).

Fig. 15. — Filonaşe paralele de crisotil diformate prin plane de forfecare, de-a lungul cărora cristalizează antigorit (în apropierea contactului tectonic cu cristalinul de Poiana Mraconia) (nicoli + ; 12 ×).

Fig. 16. — Flexurări ale fibrelor de crisotil din filon rezultate în urma presiunilor tectonice (nicoli + ; 20 ×).

Fig. 13

Fig. 14

Fig. 15

Fig. 16

PLANŞA III

Structura filoanelor de crisotil.

Fig. 17. — Filon cu două generaţii de crisotil (nicoli || ; 30 ×).

Fig. 18. — Filon cu o incluziune de serpentinit şi cu magnetit prins între fibrele primei generaţii de crisotil (nicoli + ; 80 ×).

Fig. 19. — Linia de sutură a fasciculelor de fibre crisotilice crescute perpendicular pe pereţii filonului (nicoli || ; 65 ×);

Fig. 20. — Filonaş de crisotil în picrolit (nicoli + ; 30 ×).

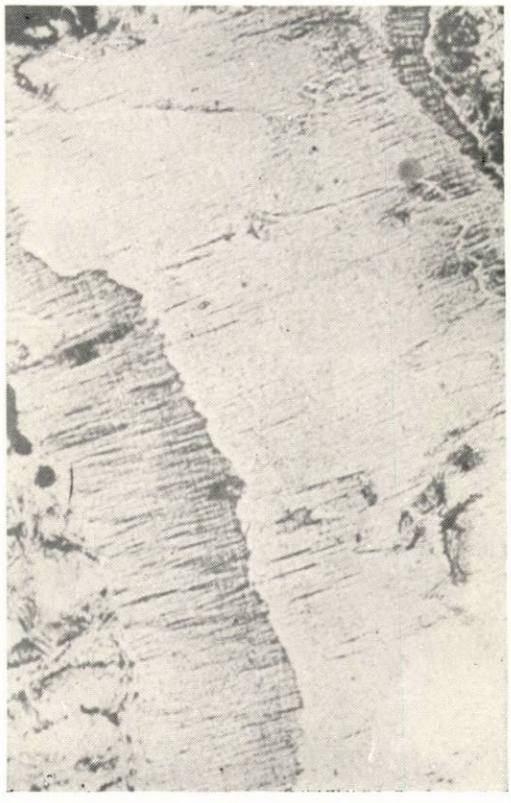


Fig. 17

Fig. 18

Fig. 19

Fig. 20

formează umplutura unor fisuri de contracție născute în timpul serpentinizării.

Acest lucru poate fi considerat ca o confirmare a presupunerii lui H. H. H e s s (8) asupra posibilității producerii procesului de serpentinizare însoțit de o reducere de volum.

Ulterior serpentinizării, fenomene tectonice sau metasomatice produc diferite recristalizări care afectează și crisotilul. Însă din cauza structurii și compoziției sale, recristalizarea crisotilului se produce mai greu decît a mineralelor serpentinice ce constituie structurile delicate ale serpentinitelor celulare. Astfel se pot întîlni filonașe de crisotil în serpentinite antigoritice, „lamelare", în care adesea se recunosc încă relicte ale structurilor inițiale și în care crisotilul trebuie privit drept un mineral relict.

În *concluzie*, asbestul crisotilic trebuie considerat ca un produs de diferențiere al procesului de serpentinizare și încadrat genetic în mineralogeneza magmatismului bazic inițial.

Pentru permisiunea de a executa analizele cu raze X și termice diferențiale necesare acestui studiu, în cadrul Laboratorului de mineralogie al Universității din București, ca și pentru îndrumările primite, aducem pe această cale călduroase mulțumiri prof. V. I a n o v i c i și prof. D. G i u ș c ă.

ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТ В СЕРПЕНТИНИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БАНАТА

РЕЗЮМЕ

В южном Банате хризотил-асбест встречается в районе населенных пунктов Айбенталь, Бая-Ноуэ и Тишовица, в аподунитовых серпентинах, входящих в состав серпентинитового массива, сопровождаемого основными и ультраосновными породами (пироксенитами, троктолитами, габбро), а также и кислыми жильными породами (плагиоклазовые граниты).

Рентгеноструктурным анализом (вращающийся кристалл и порошковые диаграммы) установлено, что хризолит-асбест состоит из смеси орто- и клинохризотила в пропорции около 60:40%. Для пикролитовых и метакситовых разновидностей рефлексы совпадают с рефлексом, установленным для пикролитов.

Термодифференциальным анализом установлено преобладание α-хризотила и присутствие целого ряда переходных членов от α-хризотила к β-хризотилу. Для пикролитовых и метакситовых разновидностей характерны кривые типа α-антигорит, со стремлением к раздвоению эндотермического эффекта, столь характерного для пикролитов.

С оптической точки зрения хризотил характеризуется как *одноосный*, положительный с Nz, параллельный волокнам и с радиальной вибрацией перпендикулярной оси волокна и оси, колеблющейся между

средним N_{zy}, что объясняется столбчатой структурой кристалла. На двупреломление хризотила влияют явления двупреломления формы.

При исследовании превращений, претерпенных хризотилом в течение различных геологических процессов, можно установить время его образования в течение геологической и петрографической эволюции серпентинитового массива. Жилы плагиоклазового гранита, рассматриваемые как продукт дифференциации основной магмы, вызвали явления контактного отальковання и хлоритизации, как серпентинита, так и хризотил-асбеста. Хризотил-асбест, совместно с серпентинитами, претерпел значительные гидротермальные превращения (карбонатизация, окварцевание), обусловленные внедрением пермских кварцевых порфиров.

Следовательно, образование хризотил-асбеста, генетически связано с процессами серпентинизации. Кристаллизация хризотила вызвана, по-видимому, водными растворами кремнезема, обогащенными магнием и циркулировавшими — в результате разрушения первичной ультраосновной породы (явления, протекавшие поэтапно) — по трещинам, рассекающим серпентиниты.

Таким образом, хризотил-асбест является продуктом дифференциации, вызванной процессами серпентинизации, и его образование следует рассматривать в связи с общим процессом образования минералов первичного основного магматизма.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая схематическая карта серпентинитового массива в Южном Банате (геология по А. Кодарча).

Рис. 2. — Рефлексы анализированных проб. *F.T.* — очень интенсивные; *T.* — интенсивные; *M.*— средние; *S.*— слабые; *S.S.*— очень слабые; *S.S.S.*— исключительно слабые. *1* — вращающийся кристалл — хризотил, Дялул Поткоава (шт. Буна Сперанца); *2* — дебиограмма — хризотил, Дялул Поткоава (шт. Буна Сперанца); *3* — дебиограмма — пикотит, Дол. Валя Тиснит II (шт. Александру).

Рис. 3. — Фотометрическая кривая углового интервала $\Theta^0 = 18—38$ на диаграмме хризотилового порошка. Дялул Поткоава (шт. Буна Сперанца). Пунктир — теоретическая кривая для 50 клино: 50 ортохризотила; по В. Виттакеру и Ж. Зусману (23).

Рис. 4. — Дифференциальные термические кривые асбестовидных минералов серпентинитового массива (число соответствует нумеротации табл. № 2).

Рис. 5. — Распределение Al_2O_3 и $FeO + Fe_2O_3$ в хризотиле и антигорите.

Рис. 6. — Позиция хризотила в системе хлоритов (диаграмма хлоритов по Винчелю и Трогеру).

Рис. 7. — Оптика хризотила. *A* — собственно хризотил (Z — хризотил); *B* — ориентировка и вероятная оптика хризотилового „α серпентина" (Y — хризотил).

Рис. 8. — Термодифференциальная кривая аподунитового (ячеистого) серпентинита (Дялул Поткоава).

Таблица I

Формы проявления хризотила

Рис. 9. — Прерывистый хризотиловый прожилок в серпентините (1, 25 ×).

Рис. 10. — Параллельные прожилки хризотила в серпентините (0,75 ×).

Рис. 11. — Аподунитовый серпентинит (ячеистый) с микроскопическими прожилками хризотила (николь +, 50×).

Рис. 12. — Хризотил, проникший между ячейками аподунитового серпентинита (ячеистого) (николь +, 250 ×).

Таблица II

Превращения хризотила

Рис. 13. — Оталькование серпентинита и хризотила в контактной зоне плагиоклазитовой дайки (николь +, 15 ×).

Рис. 14. — Реликтовый обломок хризотилового прожилка в антигоритовом перекристаллизованном и слабо карбонатизированном серпентините на контакте с пермскими кварцевыми порфирами (николь +, 40 ×).

Рис. 15. — Параллельные прожилки хризотила, деформированные на плоскостях скола с выкристаллизованным антигиритом (в зоне тектонического контакта с кристаллическими сланцами, Пояна Мракония) (николь +, 12 ×).

Рис. 16. — Флексуры волокон жильного хризотила, образовавшиеся под тектоническим давлением (николь +, 20 ×).

Таблица III

Структура хризотиловых прожилков

Рис. 17. — Прожилок хризотила двух генераций (николь II, 30 ×).

Рис. 18. — Прожилок с включением серпентинита и с магнетитом, включенным между волокнами хризотила первой генерации (николь +, 80 ×).

Рис. 19. — Шовная линия между пучками хризотиловых волокон, выросших перпендикулярно к стенкам прожилка (николь II, 65 ×).

Рис. 20. — Прожилок хризотила в пикролите (николь +, 30×).

L'ASBESTE CHRYSOTILIQUE DES SERPENTINITES DU BANAT DE SE

RÉSUMÉ

L'asbeste chrysotilique apparaît dans le Banat méridional au niveau des localités Eibenthal, Baia-Nouă, Tisoviţa, dans les serpentinites apodunitiques d'un massif constitué par des roches serpentiniques variées, accompagnées par diverses roches basiques et ultrabasiques (pyroxénites, troctolites, gabbros) ainsi que par des roches filoniennes acides (granits plagioclasiques).

L'étude aux rayons X (méthodes du cristal tournant et Debye-Scherrer) indique, pour les variétés d'asbeste chrysotilique, un mélange d'ortho- et de clinochrysotile dans une proportion d'environ 60 : 40%. Quant aux variétés picrolitiques et métaxitiques, les réflexes correspondent à ceux enregistrés avec les picrolites.

L'analyse D.T.A. indique la prédominance du chrysotile α, ainsi que l'existence des termes d'une série de transition du chrysotile α au chrysotile β. Les variétés picrolitiques et métaxitiques sont caractérisées par des courbes du type antigorite α à tendance de dédoublement de l'effet endotherme qui caractérise les picrolites.

Au point de vue optique, le chrysotile se caractérise par sa *propriété optique uniaxe positive* due à la position de N_z parallèle à la fibre, ainsi qu'à la vibration radiale, perpendiculaire sur l'axe de la fibre, d'un $N_{x,y}$ moyen, par suite de la structure tubulaire du chrysotile. La biréfringence de ce dernier est influencée par des phénomènes de biréfringence de forme.

L'étude des transformations subies par le chrysotile durant les processus géologiques permet de délimiter le temps de sa formation au cours de l'évolution géologique et pétrographique du massif serpentinitique. Les filons de granits plagioclasiques, considérés comme des différenciations du magma basique, produisent, par contact, la transformation en talc, ainsi que la chloritisation concomitante de la serpentinite et de l'asbeste chrysotilique. Celui-ci est en outre affecté par les importantes transformations hydrothermales des serpentinites (carbonatations, silicifications) qui ont succédé à l'intrusion des porphyres quartzifères permiens.

La formation de l'asbeste chrysotilique est donc liée génétiquement au processus de serpentinisation. La cristallisation du chrysotile doit donc être conçue comme engendrée par les solutions aqueuses siliceuses enrichies en magnésium, lesquelles, par suite de la transformation de la roche ultra-basique initiale (phénomène ayant lieu en étapes successives), circulent dans les fissures des serpentinites.

L'asbeste chrysotilique représente par conséquent un produit de différenciation du processus de serpentinisation, de sorte que sa formation doit être encadrée dans la minéralogenèse du magmatisme basique initial.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse géologique du massif serpentinitique du Banat méridional (géologie d'après Al. Codarcea).

Fig. 2. — Réflexes des échantillons analysés. *F.T.*, très fort ; *T.*, fort ; *M.*, moyen ; *S.*, faible ; *S.S.* très faible ; *S.S.S.*, extrêmement faible.

1, Cristal tournant — chrysotile de Dealul Potcoava (galerie Buna Speranţă) ;

2, debyeogramme — chrysotile de Dealul Potcoava (galerie Buna Speranţă) ;

3, debyeogramme — picotite de Valea Tisnit II (galerie Alexandru).

Fig. 3. — Courbe photométrique de l'intervalle angulaire $\Theta° = 18-38$ du debyeogramme du chrysotile de Dealul Potcoava (galerie Buna Speranţă). Les tirés représentent la courbe théorique de 50 clino- : 50 orthochrysotiles, selon W. Whittaker et J. Zussman (23).

Fig. 4. — Courbes thermiques différentielles des minéraux asbestiformes du massif serpentinitique (les numéros des échantillons sont les mêmes que dans le tableau 2).

Fig. 5. — Répartition du Al_2O_3 et du $FeO + Fe_2O_3$ dans le chrysotile et l'antigorite.

Fig. 6. — Position du chrysotile dans le système des chlorites (diagramme des chlorites selon Winchell-Tröger).

Fig. 7. — Optique du chrysotile.

A, Le chrysotile proprement dit (chrysotile Z) ;

B, orientation et optique probable de la « serpentine α » chrysotilique (chrysotile Y).

Fig. 8. — Courbe thermique différentielle de la serpentinite apodunitique (cellulaire) (Dealul Potcoava).

Planche I

Mode de présentation du chrysotile.

Fig. 9. — Petit filon discontinu de chrysotile dans la serpentinite (× 1,25).

Fig. 10. — Petits filons parallèles de chrysotile dans la serpentinite (× 0,75).

Fig. 11. — Serpentinite apodunitique (cellulaire) à filons microscopiques de chrysotile (nicols +, × 50).

Fig. 12. — Chrysotile s'insinuant entre les cellules de la serpentinite apodunitique (cellulaire) (nicols +, × 250).

Planche II

Transformations du chrysotile.

Fig. 13. — Transformation en talc de la serpentinite et du chrysotile au voisinage du contact avec un dyke de plasioclasite (nicols +, × 15).

Fig. 14. — Fragment résiduel d'un filon de chrysotile dans une serpentinite antigoritique recristallisée et légèrement carbonatée au contact des porphyres quartzifères permiens (nicols +, × 40).

Fig. 15. — Petits filons parallèles de chrysotile déformés selon les plans de cisaillement le long desquels cristallise l'antigorite (au voisinage du contact tectonique avec le cristallin de Poiana Mraconia) (nicols +, × 12).

Fig. 16. — Flexures des fibres de chrysotile dans un filon, dues aux pressions tectoniques (nicols +, × 20).

Planche III

Structure des filons de chrysotile.

Fig. 17. — Filons à deux générations de chrysotile (nicols ||, × 30).

Fig. 18. — Filon à inclusion de serpentinite et contenant de la magnétite entre les fibres de la première génération de chrysotile (nicols +, × 80).

Fig. 19. — Ligne de suture des faisceaux de fibres chrysotiliques formées perpendiculairement aux parois du filon (nicols ||, × 65).

Fig. 20. — Petit filon de chrysotile dans la picrolite (nicols +, × 30).

BIBLIOGRAFIE

1. BERCIA I. şi BERCIA E., *Contribuţiuni la studiul serpentinitelor din Banatul de Sud*, An. Com. geol., 1962, **XXXII**.
2. БЕТЕХТИН А. Г., *Курс минералогии*, Ed. tehnică, Bucureşti, 1953.
3. BOWEN L. M. a. TUTTLE O. F., *The System $MgO-SiO_2-H_2O$*, Bull. of the Geol. Soc. of America, 1949, **60**, *3*, 439—460.
4. CODARCEA AL., *Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina—Svinița*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1935, **XXI** (1932—1933), 179—198.
5. — *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol., 1940, **XX**, 1—74.
6. CODARCEA AL. et KRÄUTNER TH., *Note préliminaire sur les gisements de chromite des Monts d'Orşova*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1935, **XX** (1931—1932), 31—37.
7. FRANCIS G. H., *The serpentinite mass in Glen Urquhart, Scotland*, Am. J. of Sci., 1956, **254**, 201—226.
8. HESS H. H., *The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits*, Econ. Geol., 1933, **28**, *7*, 634—657.
9. JAGODZINSKI H. u. KUNZE, *Die Röllchenstruktur des Chrysotils, I, II, III*, Neues Jahrb. Min., 1954, Mh. *4/5*, 95—108; *6*, 113—130; *7*, 137—150.
10. КОРНИЛОВ Н. А., *Об аномальных оптических свойствах некоторых асбестовидных гидросиликатах*, Зап. ВМО, 1959, *2*, 115—125.
11. KRÄUTNER H., *Criterii de clasificare a mineralelor serpentinice cu ajutorul analizei termice diferențiale*, Stud. şi cercet. geol., 1959, **IV**, *2*, 281—295 şi Rev. de géol. et de géogr., 1959, **III**, *2*, 265—277.
12. ЛАЗАРЕНКО Е. К., *Курс мінералогії (III)*, Видав. Львівского університету, Львов, 1961.
13. MASER M., RICE R. V. a. KLUG H. P., *Chrysotile Morphology*, The Am. Min., 1960, **45**, *5—6*, 680—688.
14. PAVELESCU L., *Rocile ultrabazice şi serpentinitele lor din Carpații Meridionali*, Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., 1956, *2*.
15. PETRULIAN N., *Etude chalcographique des chromites du Banat*, Bull. Soc. Roum. de Géol., 1935, **II**, 146—162.
16. PETRULIAN N. şi BUZILĂ-STECLACI L., *Contribuții la studiul serpentinelor nichelifere din R.P.R. Serpentinele din Banat*, Bul. ştiinț. Acad. R.P.R., Secțiunea de ştiințe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1954, **VI**, *3*, 871—882.
17. RĂILEANU GR., *Recherches géologiques dans la région Svinița—Fața Mare*, An. Com. geol., 1959, **XXVI—XXVIII**, 347—385.

18. SAVUL M., *Le Métaxite de Liubotina (Banat)*, Bull. Sci. Acad. Roum., 1927, **X**, *8—9*, 32—35.
19. SOBOLEFF N. D. a. TATARINOFF M. V., *The cause of brittleness in Chrysotile asbestos*, Econ. Geol., 1933, **XXVIII**, *2*, 171—177.
20. SUPERCEANU C., *Über das neue Kobalterzvorkommen von Eibenthal im südlichen Banat*, Neues Jahrb. Min. 1957, Mh., *7/8*, 149—165.
21. TRIFULESCU M. şi MUREŞAN M., *Asbestul serpentinic din Banat şi vestul Olteniei*, Dări de seamă Com. geol., **XLVII** (sub tipar).
22. TRÖGER W. E., *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Stuttgart, 1959, partea I.
23. WHITTAKER E. J. W. a. ZUSSMAN J., *The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction*, Min. Mag., 1956, **XXXI**, *233*, 107—126.
24. WINCHELL A. N. a. WINCHELL H., *Elements of optical Mineralogy*, New York, 1956, partea a II-a.
25. ЗАВАРИЦКИЙ А. Н., *Изверженные горные породы*, Изд. Акад. Наук СССР, Москва, 1955.
26. ЗАВАРИЦКИЙ Н. А. и СОБОЛЕВ В. С., *Физико-химические основы петрографий изверженных пород*, Госгеолтехиздат, Москва, 1961.
27. ZUSSMAN J., BRINDLEY G. W. a. COMER J. J., *Electron diffraction studies of serpentine minerals*, Am. Min., 1957, **42**, *3—4*, 133—153.

COMPORTAREA SPINELILOR CROMIFERI ÎN PROCESUL DE SERPENTINIZARE (BANATUL DE SUD)

DE

H. KRÄUTNER

Comunicare prezentată de N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 12 iunie 1962

Spinelii cromiferi din Banatul de sud apar în cadrul unui masiv ultrabazic, alcătuit din serpentinite asociate cu variate roci bazice și ultrabazice, descris și studiat de prof. Al. Codarcea (3) și, mai recent, de I. Bercia și E. Bercia (1). Ivirile de cromite din regiune au constituit obiectul unei note preliminare a prof. Al. Codarcea și Th. Kräutner (4) și al unor studii calcografice amănunțite ale prof. N. Petrulian (7), (8). Din punct de vedere chimic cromitele au fost studiate de E. L. Zamfirescu (15), precum și de E. Stoicovici și A. Moțiu (11).

★

Din cercetarea literaturii geologice referitoare la spinelii cromiferi rezultă că o mare parte din „cromite"[1]), și anume acelea din serpentinite, se caracterizează printr-o zonă periferică neregulată constituită dintr-un mineral care, față de „cromit", prezintă o putere de reflexie puțin ridicată și a fost recunoscut aproape în unanimitate drept un spinel cromifer bogat în fier. Această aureolă mai reflectantă, uneori „poroasă", ce pătrunde adesea pe fisurile cromitelor, este considerată în general ca rezultînd din interacțiunea cristalelor de cromit cu magma, sau prin procese de transformare hidrotermală sau de alterare a spinelilor cromiferi. P. Ramdohr (9) menționează existența în unele cazuri a două pînă la trei zone înconjurătoare cu putere de reflexie din ce în ce mai ridicată spre exteriorul

[1]) Cromitele considerate inițial drept $FeCr_2O_4$ sînt în realitate un amestec complex de genul $(FeMg)(CrAlFe)_2O_4$.

granulelor. E. K. Lazarenco (6) citează, după E. O. Kaşin, prezenţa unor aureole similare şi în jurul nodulilor de „cromit" din serpentinite.

Particularităţi asemănătoare au fost recunoscute şi în spinelii cromiferi din serpentinitele Banatului de sud. Prof. N. Petrulian (7) descrie drept cromit II, cu conţinut mai ridicat în fier, zonele periferice cu putere de reflexie mai mare, opace în secţiuni subţiri şi asociate intim cu minerale serpentinitice. Menţionează de asemenea prezenţa în cromit a nichelinei, rammelsbergitului, cobaltinei şi a cubanitului. Coexistenţa celor două tipuri de spineli în serpentinitele Banatului a putut fi demonstrată ulterior şi printr-o analiză cu raze X de către E. Stoicovici şi A. Moţiu (11).

I. Bercia şi E. Bercia (1) descriu, în jurul granulelor de „cromit", zone cloritice constituite din pennin sau amesit slab cromifer (cromamesit).

★

Analizele chimice ale minereului cromifer (tabelele nr. 1 şi 2), publicate de E. L. Zamfirescu (15) şi de E. Stoicovici şi A. Moţiu (11), permit formarea unei imagini generale asupra compoziţiei spinelilor din serpentinitele Banatului de sud.

Întrucît se constată o cantitate ridicată de Al_2O_3 ce variază, evident, paralel cu conţinutul în Cr_2O_3 şi nu există dubiu asupra faptului că, în cazul localizării spinelilor cromiferi în serpentinite apodunitice, sursa primară a Al_2O_3 o constituie exclusiv spinelii, raportul Cr : Al al acestora poate fi în consecinţă definit din analiză. În cadrul surplusului de elemente bivalente faţă de necesităţile celor trivalente (Cr, Al), FeO şi MgO au fost repartizate în funcţie de raportul molecular Mg : Fe (8,5 : 1), stabilit statistic de I. Bercia şi E. Bercia (1) pentru serpentinitele masivului. Prin sustragerea acestui FeO şi MgO din cantitatea globală de MgO şi,

Tabelul nr. 1

Analize chimice ale minereului cromitic din Banatul de sud (analist E. L. Zamfirescu (15))

	Goleţul-Mare 1	Goleţul-Mare 2	Cîrnecica	Botul Lomurilor	Cureşti	Rudina-Lungă	Valea Plavişeviţa	Văcărie
SiO_2	4,16	4,26	4,85	16,85	3,80	4,82	7,01	8,06
Al_2O_3	22,86	20,96	21,64	16,93	23,93	26,71	23,50	22,53
Cr_2O_3	36,85	40,98	37,96	18,68	36,99	31,99	27,41	28,07
Fe_2O_3	5,96	4,17	3,27	4,97	3,55	4,23	2,76	2,98
FeO	13,44	14,91	17,60	8,63	17,45	15,17	12,98	13,60
MgO	13,94	12,47	12,23	24,04	12,09	14,69	21,17	20,31
MnO	0,07	0,08	urme	urme	urme	urme	urme	urme
CaO	0,24	urme	0,11	urme	urme	urme	urme	0,25
H_2O	2,37	1,98	2,15	9,98	2,53	2,45	5,02	4,30
NiO	urme	0,09	urme	urme	urme	urme	0,19	urme
CuO	0,16	0,16	0,26	urme	urme	urme	urme	0,06
Total	100,10	100,06	100,07	100,08	100,14	100,06	100,04	100,16

Tabelul nr. 2

Analize chimice ale minereului cromitic de la Goleţul-Mic (puţul 6) (după E. Stoicovici şi A. Moţiu (11))

	I	II	III	IV	V
SiO_2	8,11	8,27	8,22	8,26	8,24
Al_2O_3	13,96	14,62	14,67	14,78	14,86
Cr_2O_3	38,20	37,12	37,90	36,94	36,93
Fe_2O_3	28,90	29,10	28,87	28,98	28,99
MgO	7,50	7,32	7,38	7,34	7,36
CaO	0,82	0,99	1,04	1,01	0,99
H_2O	2,51	2,51	2,51	2,51	2,51
Total	99,78	99,84	99,98	99,82	99,88

Tabelul nr. 3

Compoziţia aproximativă a spinelilor cromiferi calculată din analizele chimice ale minereului de crom

	Goleţul-Mare 1	Goleţul-Mare 2	Cîrnecica	Botul Lomu-rilor	Cureşti	Rudina-Lungă	Valea Plavi-şeviţa	Văcărie
				Procente greutate				
Cr_2O_3	40,1	46,3	43,8	36,8	41,7	37,5	37,8	38,6
Al_2O_3	31,1	23,3	25,1	33,4	27,0	31,2	32,3	31,1
FeO	18,9	19,9	22,0	15,4	21,8	20,5	16,4	17,7
MgO	9,9	10,5	9,1	14,4	9,5	10,8	13,5	12,6
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
				Procente moleculare				
Cr_2O_3	26,0	28,3	27,0	21,2	25,5	22,4	21,9	22,7
Al_2O_3	24,0	21,7	23,0	28,8	24,5	27,6	28,1	27,3
FeO	25,8	25,8	28,8	18,8	28,2	25,5	20,2	21,9
MgO	24,2	24,2	21,2	31,2	21,8	24,5	29,8	28,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

respectiv, FeO din analiză, se poate obţine participarea aproximativă a acestor elemente în constituţia spinelilor, cu o precizie bineînţeles mai mică decît cea a Cr_2O_3 şi Al_2O_3, însă suficientă pentru caracterizarea în mare a spinelului respectiv [1]).

Compoziţia aproximativă a spinelilor astfel obţinută este prezentată în tabelul nr. 3. Ea reprezintă compoziţia spinelilor cromiferi dinaintea procesului de serpentinizare şi corespunde deci zonelor centrale picotitice din granulele de „cromit" ale serpentinitelor.

[1]) Metoda de calcul preconizată teoretic de E. L. Zamfirescu (15) pentru determinarea compoziţiei mineralogice a minereului folosind raportul H : Si pentru stabilirea proporţiei de serpentină şi amesit, ar fi putut constitui o bază pentru determinarea mai precisă a compoziţiei spinelilor, însă nu este aplicabilă în majoritatea cazurilor întrucît valorile raportului H : Si se află în afara domeniului ce caracterizează chimismul cloritelor şi a serpentinei.

Spinelii din Banat, încadrîndu-se în formula generală (FeMg) $(CrAl)_2O_4$, pot fi caracterizați în mod general după A. G. Betehtin (2) drept *crompicotite*. Reprezentarea în sistemul spinelilor după A. N. și H. Winchell (14) și Vakrameew (citat după (10)) (fig. 1) indică amplasarea lor într-un domeniu ce se suprapune parțial cîmpurilor *picotitului*, *alumoberezovskitului* și, în mai mică măsură, *crompleonastului* și *alumocrompicotitului*.

Deoarece cantitatea relativ mică de Fe_2O_3 din analize rezultă în mare parte atît din transformarea olivinei cît și a spinelului în timpul procesului de serpentinizare, participarea fierului trivalent în spinelii netransformați trebuie să fie subordonată. În figura 2 este delimitat cîmpul maxim de extindere posibilă a acestora prin considerarea întregului conținut în Fe_2O_3 din roca constituită dintr-un amestec de spineli, clorit, serpentină și magnetit.

★

Întrucît minereul cromifer din serpentinitele Banatului de sud, ce ar putea fi definit în majoritatea cazurilor după A. N. Zavarițki (16) drept serpentinit apodunit-cromitic, a constituit obiectul unui studiu foarte detaliat al prof. N. Petrulian (7), nu ne vom ocupa cu descrierea sa, ci vom insista în mod special asupra proceselor de formare a zonelor periferice mai reflectante și a celor cloritice înconjurătoare, menționate mai sus ca o particularitate a cromitelor din serpentinite. Ele reprezintă aureole metasomatice de reacție formate în timpul procesului de serpentinizare.

Zona internă (cromitică) a aureolei de reacție înconjură cristalele de picotit sub forma unor benzi mai reflectante, cu contururi neregulate, care pătrund adesea spre interiorul granulelor, de-a lungul unor fisuri umplute cu clorit (pl. II, fig. 10 și 11). În secțiuni subțiri se recunoaște ușor, ca urmare a opacității care o caracterizează, contrastînd astfel cu transparența în nuanțe brune a părților centrale picotitice ale granulelor (pl. I, fig. 8). Această zonă înconjurătoare cu aspectul caracteristic unei aureole de reacție se diferențiază, în afara puterii de reflecție și a opacității, printr-un aspect structural foarte deosebit, determinat în parte de amestecul intim cu clorite, de dimensiuni foarte reduse, a căror prezență imprimă zonei opace, la analizarea prin transparență, un aspect „poros" (pl. I, fig. 8). De asemenea, aspectul caracteristic al acestei zone este determinat de numeroasele goluri și neregularități formate prin procesul de șlefuire. Adesea limita dintre cei doi spineli cu putere diferită de reflexie este marcată de o linie discontinuă formată din asemenea neregularități. Aceste aspecte structurale, ca și comportarea la șlefuire ne fac să presupunem pentru zonele periferice mai reflectante o structură fin granulară, fapt pentru care pledează și conturul extrem de fin zimțat al spinelilor la contactul cu zona cloritică (pl. I, fig. 8).

Uneori limita între cei doi spineli cromiferi, vizibilă numai datorită puterii diferite de reflexie, urmărește linii drepte ce delimitează contururi geometrice, sugerînd astfel o substituție metasomatică dirijată de anumite direcții structurale ale spinelilor.

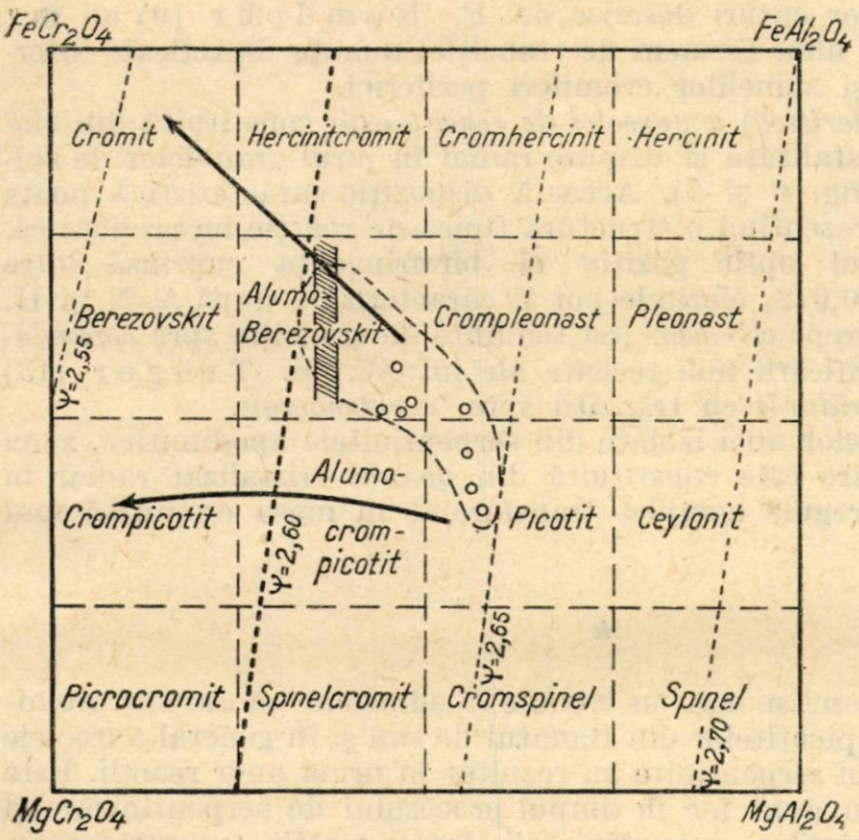


Fig. 1. — Poziția spinelilor cromiferi din Banatul de sud în sistemul Fe Cr_2O_4 — $MgCr_2O_4$ — $FeAl_2O_4$ — $MgAl_2O_4$ (după W i n c h e l l și V a k r a m e e w). Cîmpul haşurat corespunde analizelor de la Goleţul-Mic.

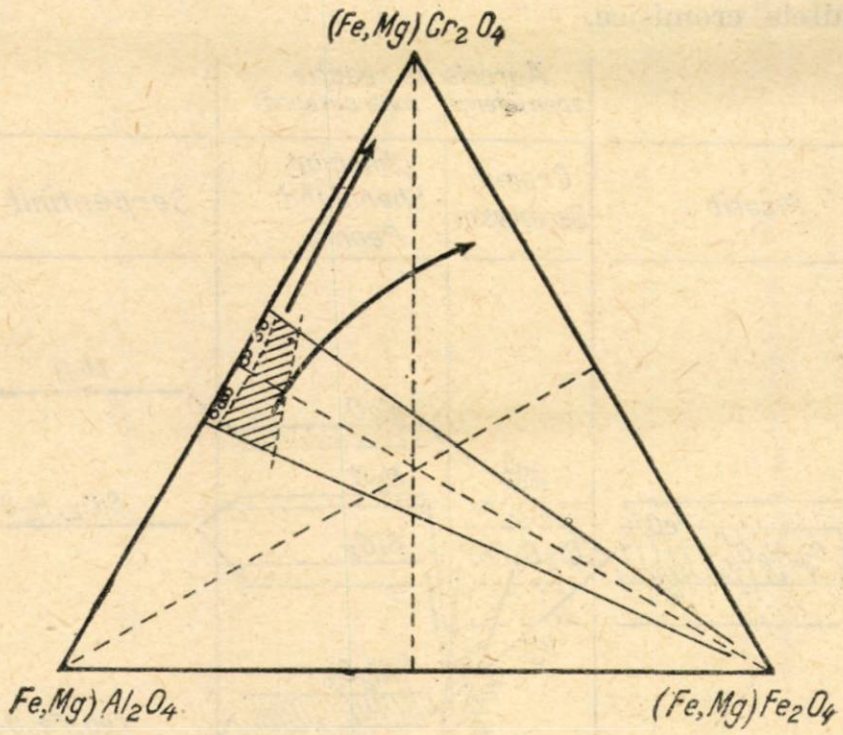


Fig. 2. — Poziția spinelilor cromiferi din Banatul de sud în sistemul (Fe, Mg) Cr_2O_4 — (Fe, Mg) Al_2O_4 — (Fe, Mg) Fe_2O_4.

Asemănător unor cazuri descrise de P. Ramdohr (9) au fost surprinse, aparținînd unor termeni de tranziție, nuanțe de reflexie intermediare picotitului și spinelilor cromiferi periferici.

Zona externă (cloritică) a aureolei de reacție este constituită din clorite de obicei larg cristalizate și dispuse radiar în jurul granulelor de spineli cromiferi (pl. I, fig. 6 și 7). Această dispoziție caracteristică poate fi considerată ca reprezentînd o structură tipică de reacție metasomatică.

După caracterul optic pozitiv și birefringența cuprinsă între $n\gamma - n\alpha = 0{,}008 - 0{,}012$, cloritele pot fi caracterizate după A. N. și H. Winchell (14) drept *clinoclor* (cu tendințe de tranziție spre *corundophylit*). Conform clasificării mai recente ale lui W. E. Tröger (13) ele corespund la *sheridanit* cu tranziții spre *leuchtenbergit*.

În cazul granulelor mici izolate din serpentinitele apodunitice, zona cloritică înconjurătoare este constituită din *pennin* cristalizat radiar în jurul picotitului de regulă complet transformat în masa cromitică mai reflectantă.

★

În urma celor descrise mai sus trebuie să admitem că aureola cromitică și cea cloritică a picotitelor din Banatul de sud și în general aureolele spinelilor cromiferi din serpentinite au rezultat în urma unor reacții. Este evident că acestea au avut loc în timpul procesului de serpentinizare și trebuie considerate similar serpentinizării drept reacții autometasomatice în dunitele cromitice.

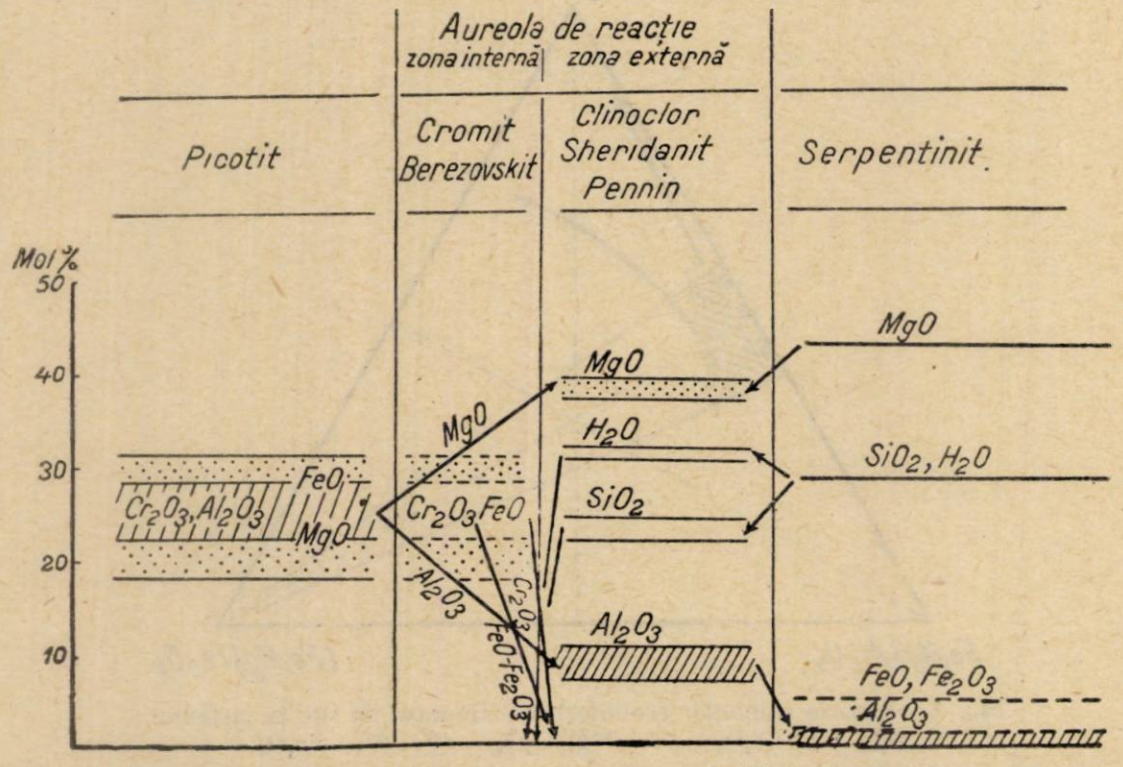


Fig. 3. — Variația chimismului în aureola de reacție a spinelilor cromiferi din serpentinite.

În figura 3 s-a încercat schematizarea schimburilor ionice care au avut loc în acest proces. Prin suprafețe haşurate sau punctate sînt reprezentate limitele între care variază compoziția spinelilor şi a cloritelor, iar prin săgeți sensul înlocuirilor.

Concomitent cu serpentinizarea olivinelor, părțile periferice ale picotitelor [1]) se descompun sub acțiunea soluțiilor „hidrotermale"[2]) slab silicioase şi îmbogățite în magneziu în timpul procesului de serpentinizare. Aluminiul din picotit este eliberat, şi — împreună cu magneziul şi H_2O din soluție, ca şi o parte din magneziul pus în libertate prin descompunerea spinelului ($MgAl_2O_4$) — cristalizează în clinoclor. Fierul, eliberat prin descompunerea componentei hercinitice ($FeAl_2O_4$), este probabil în parte oxidat similar fierului din olivine şi se combină cu cel bivalent sub formă de $FeFe_2O_4$, îmbogățind astfel zona periferică a spinelului în componenta magnetitică. Întrucît în aureola de reacție n-au fost întîlnite clorite cu conținuturi în crom sesizabile optic, se pare că Cr nu participă în migrarea ionică din cauza stabilității mai ridicate a componentelor cromitice ($FeCr_2O_4$) şi picrocromitice ($MgCr_2O_4$) din picotit.

Prin migrarea aproape integrală a aluminiului şi, în parte, a magneziului spre zona externă a aureolei de reacție, zona internă a acesteia recristalizează sub forma unui agregat fin granular de spinel îmbogățit în Cr_2O_3, Fe_2O_3, FeO şi MgO.

În mod cu totul general reacția spinelilor cromiferi în procesul de serpentinizare s-ar putea schematiza în felul următor :

$$\underset{\text{picotit}}{(CrAl)_2(MgFe)O_4} + 2H_2O + 1{,}3SiO_2 + 2MgO \rightarrow \underset{\text{sheridanit}}{Mg_{2,3}Al_{0,7}(OH)_4(Si_{1,3}Al_{0,7}O_5)} +$$

$$+ \underset{\text{cromit}}{(Cr_{FeAl})_2(Fe_{Mg})O_4}$$

Fierul trivalent şi surplusul de oxigen rezultate din reacție arată caracterul slab oxidant al procesului, ce se încadrează deci în condițiile slab oxidante ale serpentinizării, trădate de formarea magnetitului în urma oxidării parțiale a fierului bivalent din olivină. În consecință, este îndreptățită admiterea îmbogățirii zonei periferice mai reflectante în componenta magnetitică.

Trebuie remarcat faptul că participarea în procesul de migrare ionică a elementelor din diferiții componenți ai picotitului este dependentă de potențialul de combinare (ψ_c) [3]) (12) al acestor componenți şi de diferența razelor ionice dintre cationii bivalenți şi trivalenți. Întrucît spinelii posedă o rețea de rezonanță U-P cu legături predominant polare (5), potențialele ionice de combinare trebuie luate în considerare ca cele mai apropiate de realitate.

---

[1]) Şi ale spinelilor cromiferi aluminoşi în general.

[2]) Hidrotermal în accepția fizico-chimică a cuvîntului.

[3]) După E. Szádeczky-Kardoss (12) potențialul ionic de combinare corespunde relației $\psi_{ci} = \frac{a\psi_{i1} + b\psi_{i2} + c\psi_{i3} + \dots}{a + b + c + \dots}$, în care $\psi_{i\,1,2,3\dots}$ sînt potențialele ionice ale elementelor componente, iar a, b, c, numărul ionilor. Potențialul ionic exprimă relația dintre sarcina electrică şi raza ionilor $\psi_i = \frac{v}{r_i}$.

Astfel $MgAl_2O_4$ (spinel) cu valoarea $\psi_{ci} = 2{,}72$ cea mai mare se descompune mai ușor, și probabil integral, urmat apoi de $FeAl_2O_4$ (hercinit) cu $\psi_{ci} = 2{,}70$. Întrucît cromul nu participă în proces similar aluminiului, se pare că între $FeAl_2O_4$ cu $\psi_{ci} = 2{,}70$ și $MgCr_2O_4$ cu $\psi_{ci} = 2{,}56$ se situează nivelul de potențial care delimitează posibilitatea influenței soluțiilor hidratate silico-magneziene asupra spinelilor. Componenții cu potențial mic (fapt care corespunde unei energii libere mai reduse) sînt mai stabili, stabilitatea maximă atingîndu-se în magnetit, care de altfel se formează în timpul procesului de serpentinizare.

Tabelul nr. 4

Potențialele ionice de combinare ale spinelilor, calculate după relațiile stabilite de E. Szádeczky-Kardoss

Denumirea spinelului	Formula spinelului	ψ_{ci}
Spinel	$MgAl_2O_4$	2,72
Hercinit	$FeAl_2O_4$	2,70
Picrocromit	$MgCr_2O_4$	2,56
Cromit	$FeCr_2O_4$	2,53
Magnezioferrit	$MgFe_2O_4$	2,51
Magnetit	$FeFe_2O_4$	2,47

Din cele arătate mai sus reiese deci că aureole de reacție se pot forma în acei spineli ai serpentinitelor, al căror potențial de combinare depășește o anumită valoare. Pentru serpentinitele Banatului de sud această valoare se află în jur de $\psi_{ci} = 2{,}60$ și este reprezentată în figura 1, în care au fost introduse valorile ψ_{ci} calculate după expresiile lui E. Szádeczky-Kardoss (12) (tabelul nr. 4). Limita de potențial nu trebuie imaginată fixă, ci variabilă în funcție de temperatura rocii și a soluțiilor. Astfel se poate explica de ce în unele cazuri, îndeosebi pe unele fisuri din picotite umplute cu clorit sau minerale serpentinice, zonele de reacție nu se recunosc. Probabil că aceste fisuri s-au format în faza finală de temperatură mai scăzută a serpentinizării, care — după cum am avut ocazia să arătăm [1]) — trebuie concepută ca un proces autometasomatic eșalonat în timp prin faze succesive.

În consecință, aureola metasomatică a spinelilor din serpentinite apare numai în jurul spinelilor cromiferi aluminoși. Deci, în timpul serpentinizării, aceștia funcționează ca o sursă de aluminiu care permite formarea cloritului. În cazul posibilității acțiunii soluțiilor, în urma unor condiții favorabile, asupra cromitelor și berezovskitelor, aureola externă de reacție a acestora ar trebui să fie constituită dintr-o coroană de clorite cromifere (kaemmererite) iar în zona internă să predomine magnetitul.

Zona periferică mai reflectantă a spinelilor cromiferi nu se caracterizează doar printr-un conținut mai ridicat în fier după cum este menționat în literatură, ci rezultă dintr-o îmbogățire concomitentă în crom și fier

[1]) H. Kräutner, *Asbestul crisotilic din serpentinitele Banatului de SE*, acest volum, p. 609—632.

la care, din cauza neparticipării elementelor din componenta picrocromitică ($MgCr_2O_4$) în procesul de migrare ionică, trebuie adăugat şi magneziul. În figura 1 apare schematizat sensul şi domeniul spre care se produce schimbarea chimismului picotitelor în zonele lor periferice. Compoziţia acestor zone se extinde peste cîmpul cromitului, berezovskitului trecînd chiar spre crompicotit şi alumoberezovskit (la stînga liniei de $\psi_{ci} = 2{,}60$).

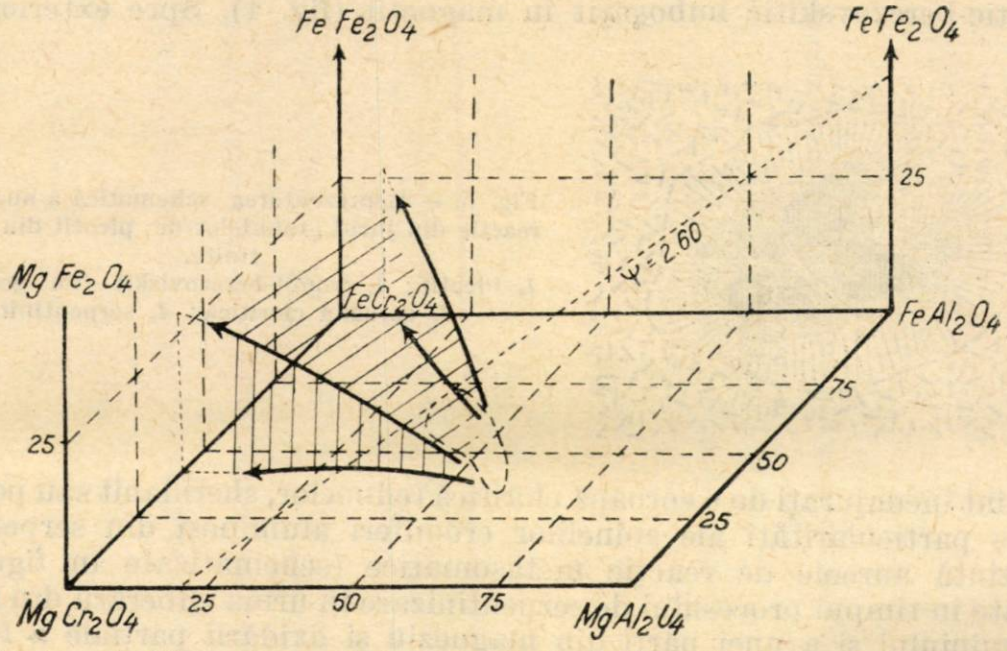


Fig. 4. — Poziţia zonelor periferice mai reflectante (cromitice-berezovskitice) în sistemul spinelilor.

Ca urmare a caracterului slab oxidant al procesului de serpentinizare se produce concomitent şi o îmbogăţire în componenta magnetitică ($FeFe_2O_4$), care ar trebui reprezentată în diagrama din figura 1 perpendicular pe planul desenului şi deci domeniul în care se situează compoziţia zonei periferice mai reflectante a picotitelor trebuie imaginat în spaţiu (fig. 4) [1]) (planul $\psi_{ci} = 2{,}60$ rămîne în afara spaţiului).

În figura 2 este reprezentată în mod similar schimbarea chimismului din zona de reacţie.

Natura cloritului din aureola de reacţie pare a fi determinată de abundenţa picotitului (sursa de aluminiu din timpul serpentinizării) în rocă. În jurul granulelor mici izolate din serpentinite, deci în cadrul unui mediu predominant magnezian, cloritul este reprezentat prin pennin, pe cînd în minereul propriu-zis, bogat în picotit, aureolele cloritice sînt constituite din clinoclor.

---

[1]) Prin considerarea participării Fe_3O_4 cu maxim 10% în amestecul de picotit şi cromit (rezultat din transformare), după cum reiese din figura 2, şi prin admiterea participării în acest amestec a picotitului în proporţie de 2 : 3, rezultă în mod cu totul aproximativ participarea maximă a Fe_3O_4 în cromit cu 20—25%.

CONCLUZII

Spinelii cromiferi din serpentinitele Banatului de sud sînt reprezentaţi prin picotit, crompleonast şi alumoberezovskit (fig. 1).

Similar „cromitelor" din serpentinitele descrise în literatură, granulele de spineli prezintă o zonă periferică cu putere de reflecţie mai ridicată, constituită dintr-un agregat mărunt cristalizat, format dintr-un spinel cromitic-berezovskitic îmbogăţit în magnetit (fig. 4). Spre exterior, spi-

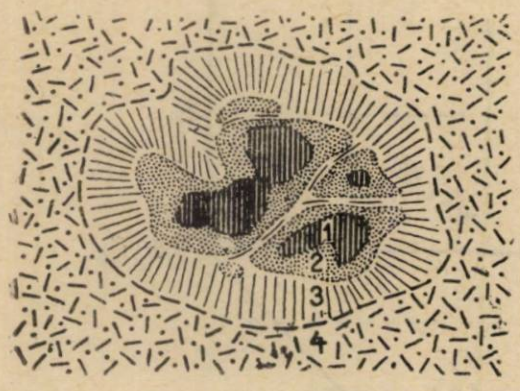


Fig. 5. — Reprezentarea schematică a aureolei de reacţie din jurul granulelor de picotit din serpentinite.
1, Picotit; *2*, cromit-berezoviskit (fin granular); *3*, coroană cloritică; *4*, serpentinit.

nelii sînt înconjuraţi de o coroană cloritică (clinoclor, sheridanit sau pennin). Aceste particularităţi ale spinelilor cromiferi aluminoşi din serpentinite reprezintă aureole de reacţie metasomatice (schematizate în figura 5) formate în timpul procesului de serpentinizare în urma eliberării din picotit a aluminiului şi a unei părţi din magneziu şi oxidării parţiale a fierului bivalent sub acţiunea soluţiilor apoase silicioase care produc serpentinizarea dunitelor cromitice (fig. 3). Posibilitatea atacării şi descompunerii parţiale a spinelilor sub acţiunea acestor soluţii este determinată de potenţialul lor de combinare şi de temperatura la care se produce procesul.

ПОВЕДЕНИЕ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В ПРОЦЕССЕ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ (ЮЖНЫЙ БАНАТ)

РЕЗЮМЕ

Хромшпинелиды, распространенные в серпентинитах Южного Баната, представлены пикотитом, хромплеонастом и алюмоберезовскитом (рис. 1). Аналогично описанным в литературе „хромитам", развитым в серпентинитах, в шпинелевых зернах наблюдается периферийная зона с повышенными рефлексами, сложенная тонкораскристаллизованным хромито-березовитовым шпинелем, обогащенным магнетитом (рис. 4). Снаружи шпинелевые зерна окружены хлоритовым ореолом (клинохлором, шериданитом или пеннином). Эти характерные для алюминиевых хромшпинелидов-серпентинитов явления представляют собой ореолы метасоматических реакций, образовавшиеся в

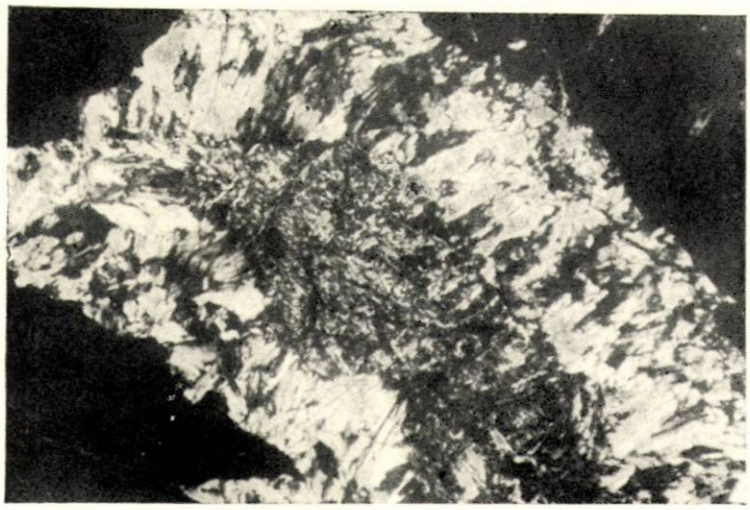


Fig. 6. — Aureola cloritică (clinoclor-sheridanit) a granulelor de picotit (negru). În centru, serpentinit (secțiune, subțire ; nicoli || ; 17×).

Fig. 7. — Detaliu din aureola cloritică (clinoclor - sheridanit). În stînga, negru, picotit ; în centru, clorit ; în dreapta, serpentinit (secțiune subțire ; nicoli + ; 60×).

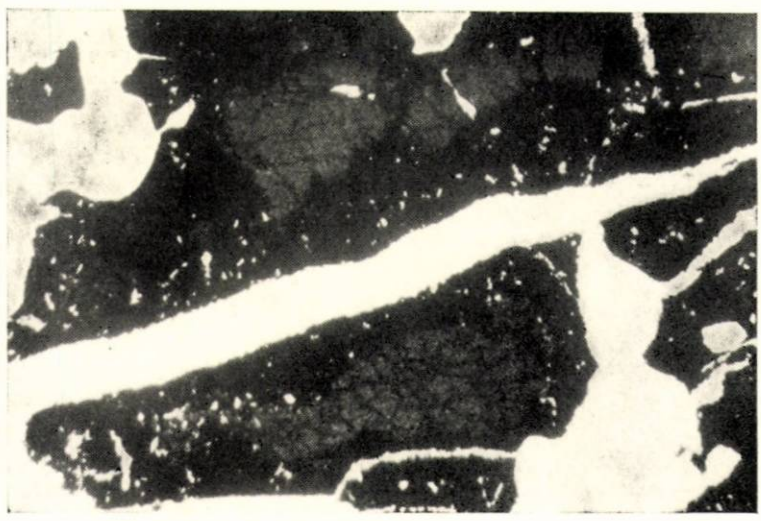


Fig. 8. — Picotit cu zonă periferică (cromit-berezovskit) opacă. Aspectul „poros" se datorește incluziunilor de clorit (alb—clorit) (secțiune subțire ; nicoli || ; 35×).

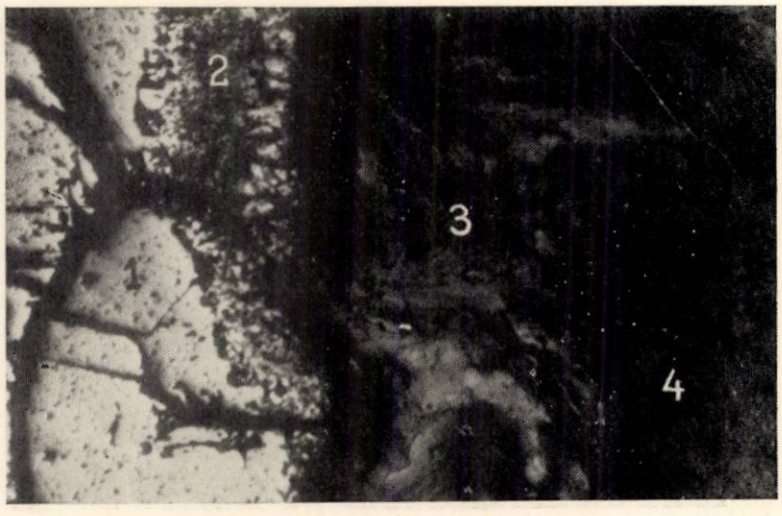


Fig. 9. — Aureola de reacție a picotitului. *1*, Picotit ; *2*, zona cromitică mai reflectantă ; *3*, zona cloritică (clinoclor-sheridanit) ; *4*, serpentinit (șlif ; 40×).

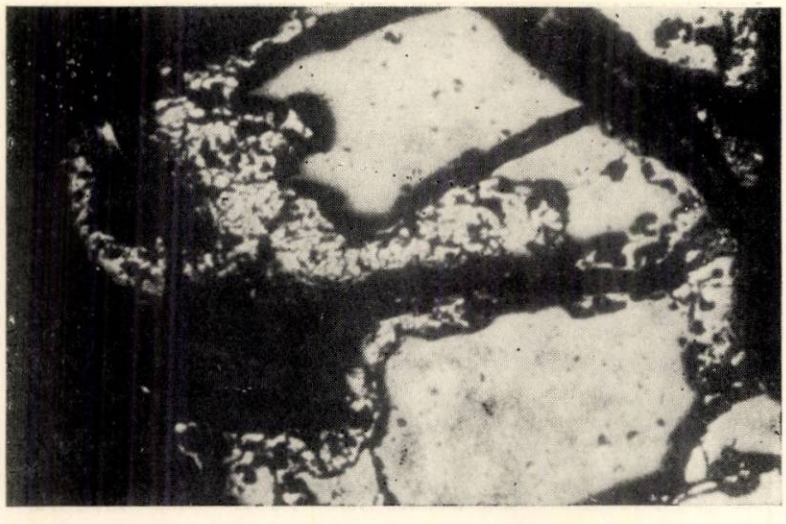


Fig. 10. — Zona periferică cromitică pătrunzînd de-a lungul unei fisuri spre interiorul cristalului de picotit. În dreapta sus, fisură mai recentă, fără zonă de reacție (șlif ; 60×).

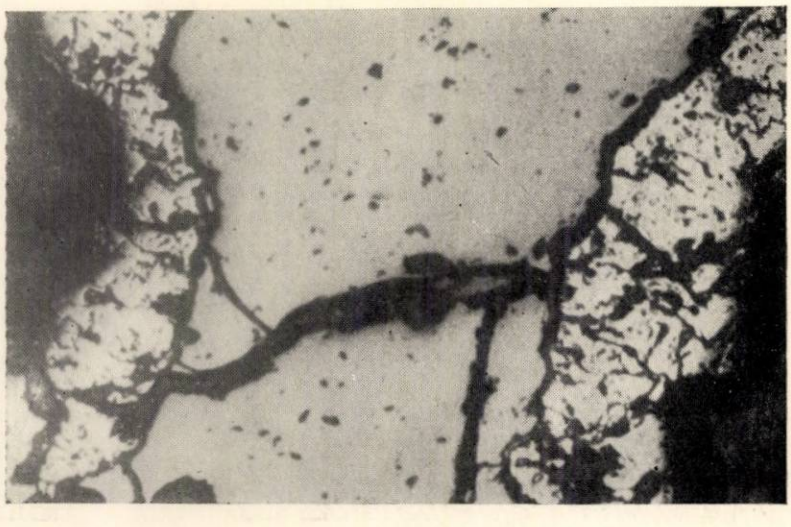


Fig. 11. — Zona periferică cromitică mai reflectantă a picotitului (șlif ; 90×).

процессе серпентинизации, вследствие выпадения алюминия и, частично, магния из состава пикотита и частичного окисления бивалентного железа под действием водно-кремнезёмных растворов, вызвавших серпентинизацию хромитовых дунитов (рис. 3). Степень разъедания и частичного разложения шпинелей под действием этих растворов обусловлена их способностью к соединению, а также и температурным режимом, в котором протекал процесс серпентинизации.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Позиция хромшпинелидов из Южного Баната в системе $Fe\ Cr_2\ O_4$ — $Mg\ Cr_2\ O_4$ — $Fe\ Al_2\ O_4$ — $Mg\ Al_2\ O_4$ (по Винхелю и Вахрамееву). Заштрихованная площадь соответствует анализам, произведенным в Голецул Мик.

Рис. 2. — Позиция хромшпинелидов из Южного Баната в системе $(Fe, Mg)\ Cr_2\ O_4$ — $(Fe, Mg)\ Al_2\ O_4$ — $(Fe, Mg)\ Fe_2\ O_4$.

Рис. 3. — Изменение химизма в реакционном ореоле хромшпинелидов в серпентинитах.

Рис. 4. — Позиция периферийных зон с повышенным отражением (хромитово-березовскитовых) в системе шпинелей.

Рис. 5. — Схематический набросок реакционного ореола, окружающего зерна пикотита в серпентинитах. *1* — Пикотит; *2* — хромит-березовскит (мелкозернистый); *3* — хлоритовый ореол; *4* — серпентинит.

Таблица I

Рис. 6. — Хлоритовый ореол (клинохлор-шериданит), окружающий зерна пикотита (черное). В центре — серпентинит (тонкий срез; николь +; 17 ×).

Рис. 7. —Деталь хлоритового ореола (клинохлор-шериданит). Слева, черное — пикотит; в центре — хлорит, справа —серпентинит (тонкий срез; николь +, 60 ×).

Рис. 8. —Пикотит с периферийной непрозрачной зоной (хромит-березовскит). „Пористый" характер обусловлен присутствием хлоритовых включений (белое— хлорит) (тонкий срез; николь II, 35 ×).

Таблица II

Рис. 9. — Реакционный ореол пикотита. *1* — Пикотит; *2* — хромитовая зона с повышенными рефлексами; *3* — хлоритовая зона (клинохлор — шериданит); *4* — серпентинит. Шлиф; 40 ×.

Рис. 10. — Периферийная хромитовая зона, проникающая по трещине в центр пикотитового кристалла. Наверху справа — более молодая трещина без реакционной зоны. Шлиф, 60 ×;

Рис. 11. — Периферийная хромитовая зона пикотита с повышенными рефлексами. Шлиф, 90 ×.

COMPORTEMENT DES SPINELLES CHROMIFÈRES DANS LE PROCESSUS DE SERPENTINISATION (BANAT MÉRIDIONAL)

RÉSUMÉ

Les spinelles chromifères sont représentés, dans les serpentinites du Banat méridional, par la picotite, le chromopléonaste et l'alumo-bérézovskite (fig. 1). De même que les « chromites » des serpentinites décrites dans la

littérature, les granules des spinelles présentent une zone périphérique à pouvoir réfléchissant plus élevé, constituée par un agrégat de menus cristaux de spinelle chromo-bérézovskitique enrichi en magnétite (fig. 4). Vers l'extérieur, les spinelles sont entourés d'une couronne chloriteuse (chinochlore, shéridanite ou pennine). Ces particularités des spinelles chromifères alumineux contenus dans les serpentinites représentent des auréoles de réaction métasomatique formées durant le processus de serpentinisation par la libération de l'aluminium et d'une partie du magnésium contenus dans la picotite et par l'oxydation partielle du fer bivalent, sous l'action des solutions aqueuses siliceuses qui produisent la serpentinisation des dunites chromitiques (fig. 3). L'attaque et la décomposition partielle des spinelles sous l'action de ces solutions sont conditionnées par leur potentiel de combinaison et par la température à laquelle a lieu le processus.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Position des spinelles chromifères du Banat méridional dans le système $FeCr_2O_4$ — $MgCr_2O_4$ — $FeAl_2O_4$ — $MgAl_2O_4$ (selon Winchell et Vakrameew). Le champ hachuré correspond aux analyses de Goleţul-Mic.

Fig. 2. — Position des spinelles chromifères du Banat méridional, dans le système (Fe, Mg) Cr_2O_4 — (Fe, Mg) Al_2O_4 — (Fe, Mg) Fe_2O_4.

Fig. 3. — Variation du chimisme dans l'auréole de réaction des spinelles chromifères des serpentinites.

Fig. 4. — Position des zones périphériques plus réfléchissantes (chromito-bérézovskitiques) dans le système des spinelles.

Fig. 5. — Représentation schématique de l'auréole de réaction autour des granules de picotite dans les serpentinites. *1*, Picotite ; *2*, chromite-bérézovskite (à granulation fine) ; *3*, auréole chloritique ; *4*, serpentinite.

Planche I

Fig. 6. — Auréole chloritique (chimochlore-shéridanite) des granules de picotite (noir). Au centre, serpentinite (coupe mince ; nicols + ; ×17).

Fig. 7. — Détail de l'auréole chloritique (clinochlore-shéridanite). A gauche, noir, picotite ; au centre, chlorite ; à droite, serpentinite (coupe mince ; nicols + ; ×60).

Fig. 8. — Picotite à zone périphérique (chromite-bérézovskite) opaque. L'aspect «poreux» est dû aux inclusions de chlorite (blanc — chlorite) (coupe mince ; nicols || ; ×35).

Planche II

Fig. 9. — Auréole de réaction de la picotite. *1*, Picotite ; *2*, zone chromitique plus réfléchissante ; *3*, zone chloritique (clinochlore-shéridanite) ; *4*, serpentinite (coupe mince ; × 40).

Fig. 10. — Zone périphérique chromitique pénétrant le long d'une fissure vers l'intérieur du cristal de picotite. A droite, en haut, une fissure plus récente, sans zone de réaction (coupe mince ; ×60).

Fig. 11. — Zone périphérique chromitique plus réfléchissante de la picotite (coupe mince ; ×90).

BIBLIOGRAFIE

1. Bercia I. şi Bercia E., *Contribuţiuni la studiul serpentinitelor din Banatul de Sud*, An. Com. geol., 1962, **XXXII**.
2. Betehtin A. G., *Curs de mineralogie*, Ed. tehnică, Bucureşti, 1953.

3. CODARCEA AL., *Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina-Sviniţa*, C. R. Inst. Géol. Roum., **XXI** (1932—1933), 179—198.
4. CODARCEA AL. et KRÄUTNER TH., *Note préliminaire sur les gisements de chromite des Monts d'Orşova*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1935, **XX** (1931—1932), 31—37.
5. KLEBER W., *Einführung in die Kristallographie*, VEB. Verl. Tech., Berlin, 1958.
6. ЛАЗАРЕНКО Е. К., *Курс мінералогії (III)*, Видав. Львівского університету, Львов, 1961.
7. PETRULIAN N., *Etude chalcographique des chromites du Banat*, Bull. Soc. Roum. de Géol., 1935, **II**, 146—162.
8. PETRULIAN N. şi BUZILĂ-STECLACI L., *Contribuţii la studiul serpentinitelor nichelifere din R.P.R. Serpentinitele din Banat*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de biologie, agronomie, geologie şi geografie, 1954, **VI**, *3*, 871—882.
9. RAMDOHR P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akad. Verlag, Berlin, 1960.
10. SCHNEIDERHÖHN H., *Die Erzlagerstätten der Erde*, Stuttgart, 1958, **1**.
11. STOICOVICI E. şi MOTIU A., *Caracterul mineralogic şi structural al cromitelor din Banat*, Studia Univ. Babeş-Bolyai (geol.-geogr.), seria a II-a, 1960, *1*, 63—72.
12. SZÁDECZKY-KARDOSS E., *Vorläufiges über Anionenpotentiale und Verbindungspotentiale*, Acta Geol. Akad. Scient. Hung., 1954, **II**, *3—4*, 285—298.
13. TRÖGER W. E., *Optische Bestimmung der gesteinstbildenden Minerale*, Stuttgart, 1959, partea I.
14. WINCHELL A. N. a. WINCHELL H., *Elements of optical Mineralogy*, New York, 1956, partea a II-a.
15. ZAMFIRESCU E. L., *Studiul chimic al cromitelor din Munţii Orşovei (Banat)*, Stud. tehn. şi econ. Inst. geol. Rom., seria B, Chimie, 1939, *12*.
16. ZAVARITKI A. N., *Rocile eruptive*, I.D.T., Bucureşti, 1961, **1**.

STUDII STRUCTURALE PETROLOGICE ÎN MASIVUL SUBVULCANIC TOROIAGA (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

AMALIA SZŐKE

Comunicare prezentată în Sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie din 30 mai 1961

Prezenta lucrare constituie o primă încercare de a aplica metodele de analiză petrologică structurală la studiul eruptivului terțiar din țara noastră. Ea cuprinde rezultatele cercetărilor noastre din anii 1958—1960[1]).

Regiunea Toroiaga (Baia-Borșa) este situată în partea de nord a țării, în regiunea Maramureș, constituind prelungirea sudică a Munților Maramureșului. Din punct de vedere morfologic, reprezintă un relief muntos foarte accidentat cu altitudini absolute cuprinse între 700 și 1931 m.

★

Începuturile cercetărilor geologice privind această regiune datează de la mijlocul secolului al XIX-lea. Primele publicații, azi de importanță mai mult istorică, aparțin lui L. Strippelmann (1855), B. von Cotta (1855) și S. Gesell (1881) care s-au ocupat îndeosebi de mineralizația din regiune.

Cea mai valoroasă lucrare apărută în secolul trecut îi aparține lui H. Zapalowicz (1886), care descrie depozitele sedimentare din regiune, făcînd constatări cu valabilitate în cea mai mare parte și azi. Tot el întocmește și prima hartă geologică a regiunii.

După aproape o jumătate de secol, atenția cercetătorilor se îndreaptă din nou către Masivul Toroiaga. L. Tokody (1939), A. Földvári și G. Pantó (6) studiază îndeosebi mineralizația zăcămîntului filonian.

După cel de-al doilea război mondial, cercetările geologice iau mare amploare și în regiunea Toroiaga. M. Socolescu (16) face o cartare geologică la scara 1 : 20 000, stabilește structura generală a regiunii și trasează directivele lucrărilor miniere.

În anii următori (1950—1954), R. Dimitrescu întocmește de asemenea o hartă geologică la scare 1 : 20 000 cu detaliere în formațiunile sedimentare și altă hartă la scara 1 : 10 000 cu caracter structural.

---

[1]) Pentru îndrumările prețioase date de prof. M. Savul îi exprimăm cu acest prilej mulțumiri sincere.

Începînd din anul 1954 şi pînă în prezent, regiunea Masivului Toroiaga este cercetată de către A m a l i a S z ő k e, care publică un studiu asupra feldspaţilor din rocile eruptive (19) şi un studiu petrografic detaliat asupra masivului eruptiv şi asupra şisturilor cristaline şi depozitele sedimentare înconjurătoare (20). De asemenea întocmeşte harta geologică petrografică a regiunii la scara 1 : 10 000.

Recent L. S t e c l a c i (18) studiază din punct de vedere geochimic şi mineralogic filoanele metalifere localizate în Masivul Toroiaga.

SCURTĂ PREZENTARE GEOLOGICĂ ŞI PETROGRAFICĂ

Într-o lucrare anterioară (20) am tratat problema alcătuirii geologice şi petrografice a regiunii Toroiaga. Ţinem să reamintim aici că fundamentul regiunii este alcătuit din şisturi cristaline care aparţin seriei epizonale (grupul II) a cristalinului Carpaţilor Orientali. În cadrul acestor formaţiuni am deosebit două complexe : *a*) complexul şisturilor micacee, format din şisturi muscovitice, şisturi sericito-cloritoase-cuarţoase, filite sericitoase, cuarţite albe-cenuşii compacte, calcare cristaline, porfiroide, brecii tectonice şi *b*) complexul filitelor şi cuarţitelor negre, care conţin roci mult mai puţin variate. Şisturile cristaline au o direcţie generală NNV—SSE şi înclinare spre SV.

Depozitele sedimentare, care stau transgresiv peste şisturile cristaline sînt reprezentate prin strate de vîrstă cenomaniană şi eocenă. Primele sînt alcătuite din gresii masive, cu resturi de *Exogyra columba*, iar celelalte sînt formate din gresii şi calcare numulitice bogate în fosile dintre care menţionăm : *Nummulites striatus*, *N. incrassatus*, *Pecteni* şi *Asterocylina stellata*.

Într-o perioadă postpaleogenă are loc străbaterea prin aceste formaţiuni şi punerea în loc a Masivului subvulcanic Toroiaga, precum şi a filoanelor andezitice (silluri şi dykuri) legate de acesta, avînd forme şi dimensiuni foarte variate.

Structura petrografică a acestui masiv a fost descifrată cu altă ocazie (20). S-a arătat atunci că masivul este alcătuit din roci de natură andezitică destul de uniforme din punctul de vedere al compoziţiei mineralogice şi chimice. Totodată s-a pus în evidenţă o variată gamă de structuri care se succed în mod continuu de la holocristalină granulară în părţile adînci ale masivului, prin structuri porfirice cu diferite grade de cristalinitate, pînă la structuri hipocristaline ce apar în regiunile superioare, aflate direct sub vechiul acoperiş.

Masivul eruptiv este străbătut de o serie de filoane metalifere paralele, dirijate NE—SV, avînd înclinare foarte apropiată pe verticală. Această orientare fiind transversală alungirii masivului, reprezintă crăpături, ale căror formare pot fi puse în legătură cu mişcările magmei în timpul intruziunii, dar care după consolidare au fost afectate de mişcări tectonice, în urma cărora crăpăturile s-au accentuat şi s-au deschis.

STUDIUL STRUCTURAL PETROLOGIC AL MASIVULUI TOROIAGA

Prin introducerea metodelor statistice în studiile petrografice, s-a deschis un nou domeniu de cercetare. Problemele de bază ale aplicării acestei metode au fost puse încă începînd din primul deceniu al secolului nostru de către Br. Sander, apoi în decurs de patru decenii acesta a adus contribuții însemnate la elucidarea multor probleme. Lucrarea sa apărută în 1930 (9), constituie sinteza lucrărilor anterioare și tratează principalele probleme teoretice legate de studiul structurilor, iar cele două volume, apărute în 1948, respectiv 1950, vin să completeze cunoștințele petrografice structurale (10).

De mare însemnătate sînt de asemenea și lucrările lui H. Cloos (2) în care, printre altele, se explică textura de curgere a rocilor magmatice și relația sa cu sistemele principale de crăpături. Autorul dă clasificarea genetică a crăpăturilor primare și elaborează diagrame structurale.

Lucrările acestor autori au declanșat apariția studiilor similare din ce în ce mai numeroase, dintre care noi vom menționa numai pe cele mai însemnate, care ne-au servit ca îndreptar în cercetările noastre.

Dintre lucrările sovietice cele mai cunoscute și uzuale sînt cele ale lui G. D. Ajghirei (1) și N. A. Eliseev (5). Aceasta din urmă, precum și manualul de metodică a determinărilor petrografice al lui M. Vendel (21) ne-au fost de un real folos în însușirea problemelor de bază și a metodelor de lucru pe teren și în laborator.

La noi în țară, studiile structurale petrologice au fost inițiate de prof. M. Savul (11), (12), (13) care a studiat orientarea planelor Böhm și a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț, despicarea artificială a rocilor granitoide și, împreună cu Al. Barbu [1]) (14) a făcut cercetări structurale în Masivul Greci (Dobrogea de nord), relevînd importanța petrotectonică a incluziunilor fluide în cuarțurile magmatice.

Al. Barbu [2]), în lucrarea sa de aspirantură, după ce face o amplă expunere a metodelor de cercetare, prezintă analiza structurală petrologică a masivului granitic de la Iacobdeal — Turcoaia (Dobrogea de nord).

Studiul de față caută să extindă această nouă metodă de cercetare și asupra terenurilor de eruptiv terțiar. Am întocmit această lucrare pe baza măsurătorilor pe teren privind direcția și înclinarea planelor de crăpături naturale, în număr de peste 5 200, și a mai mult de 2 000 de determinări privind orientarea fenocristalelor de plagioclazi, măsurați la microscop cu ajutorul mesei universale Fedorov, prevăzută cu un dispozitiv special. Datele obținute au fost prelucrate cu metoda statistică construindu-se diagrame structurale.

---

[1]) M. Savul și Al. Barbu, *La signification pétrotectonique des surfaces à inclusions fluides des cristaux de quartz d'origine magmatique*, Comunicare la Taşkent, 21 mai 1958, la Conferința Unională de Petrografie.

[2]) Al. Barbu, *Analiza structurală petrologică a masivului eruptiv de la Iacobdeal—Turcoaia (Dobrogea de nord)* (disertație de aspirantură), Iași, 1959.

A. Tectonica de amănunt a Masivului Toroiaga

În studiul tectonicii de amănunt am luat în considerare sistemele de crăpături atît din interiorul masivului, cît și din rocile înconjurătoare, precum și din dykurile și sillurile intercalate între ele.

1. *Sistemele de crăpături naturale din interiorul masivului.* Poziția acestor sisteme de crăpături nu este constantă pe tot cuprinsul masivului. Printr-o serie de diagrame structurale, am căutat să arătăm atît caracterele generale cît și trăsăturile distinctive ale sistemelor de crăpături naturale observate în cuprinsul Masivului Toroiaga. Vom porni de la părțile cele mai adînci ale corpului magmatic (valea Secu), trecînd apoi la porțiunile superioare ale masivului.

a) Sistemele de crăpături din părțile cele mai adînci ale masivului. Am constatat că acestea se găsesc dezgolite de către valea pîrîului Secu. Valea are un curs cu direcția NNE—SSV transversal alungirii masivului, încît ea ușurează observațiile și culegerea probelor de la un contact la altul al masivului în secțiune transversală (fig. 1).

Problema care ne-am pus-o în legătură cu profilul văii Secu a fost dacă rocile care apar aici (andezite, porfire dioritice cuarțifere și diorite cuarțifere) au fost intruse succesiv sau sînt rezultatul unei intruziuni unice. Din caracterul comun al diagramelor am constatat că este vorba de o intruziune unică, fiecare tip de rocă punînd în evidență aceleași trei sisteme principale de diaclaze. În diagrame acestea se concretizează prin maxime bine accentuate, avînd în linii generale aceleași orientări, care se mențin ca poziție. Diferența constă numai în faptul că în măsura creșterii altitudinii, crăpăturile M_3 cîștigă în importanță.

În general se observă două sisteme principale de crăpături, manifestate prin două maxime care apar la periferia diagramei în direcțiile NV—SE și NE—SV, încrucișate și cu cădere verticală sau foarte apropiată de aceasta. Cele două sisteme de crăpături principale sînt traversate de un al treilea sistem, mai puțin important decît primele două, cu poziție apropiată de orizontală.

Din diagrama generală a profilului văii Secu (fig. 2) reiese clar orientarea în spațiu a principalelor sisteme de crăpături naturale în această vale.

Crăpăturile M_1 (crăpături transversale, perpendiculare pe alungirea masivului). Sînt cele mai evidente în cuprinsul masivului și, după cum rezultă din diagrame, ele au poziție verticală sau foarte apropiată de aceasta și direcție NE — SV. Pe teren se individualizează bancuri masive formate după sistemul de crăpături M_1. Lungimea acestor crăpături se poate urmări pe distanțe de ordinul zecilor de metri sau mai mult, atunci cînd terenul este descoperit și permite urmărirea lor. Aceste bancuri sînt traversate de crăpăturile M_2, dar crăpăturile M_1 sînt acelea care au dezvoltarea și importanța principală. Grosimea bancurilor variază de la ordinul decimetrilor pînă la 1 m (fig. 3).

Sistemul de crăpături M_1 apare vizibil pe tot profilul văii Secu, indicînd maximul cel mai bine pronunțat în diagramele structurale.

Filoanele metalifere localizate în masivul eruptiv au putut fi urmărite la exterior și în subteran prin lucrări miniere, pe distanțe de kilo-

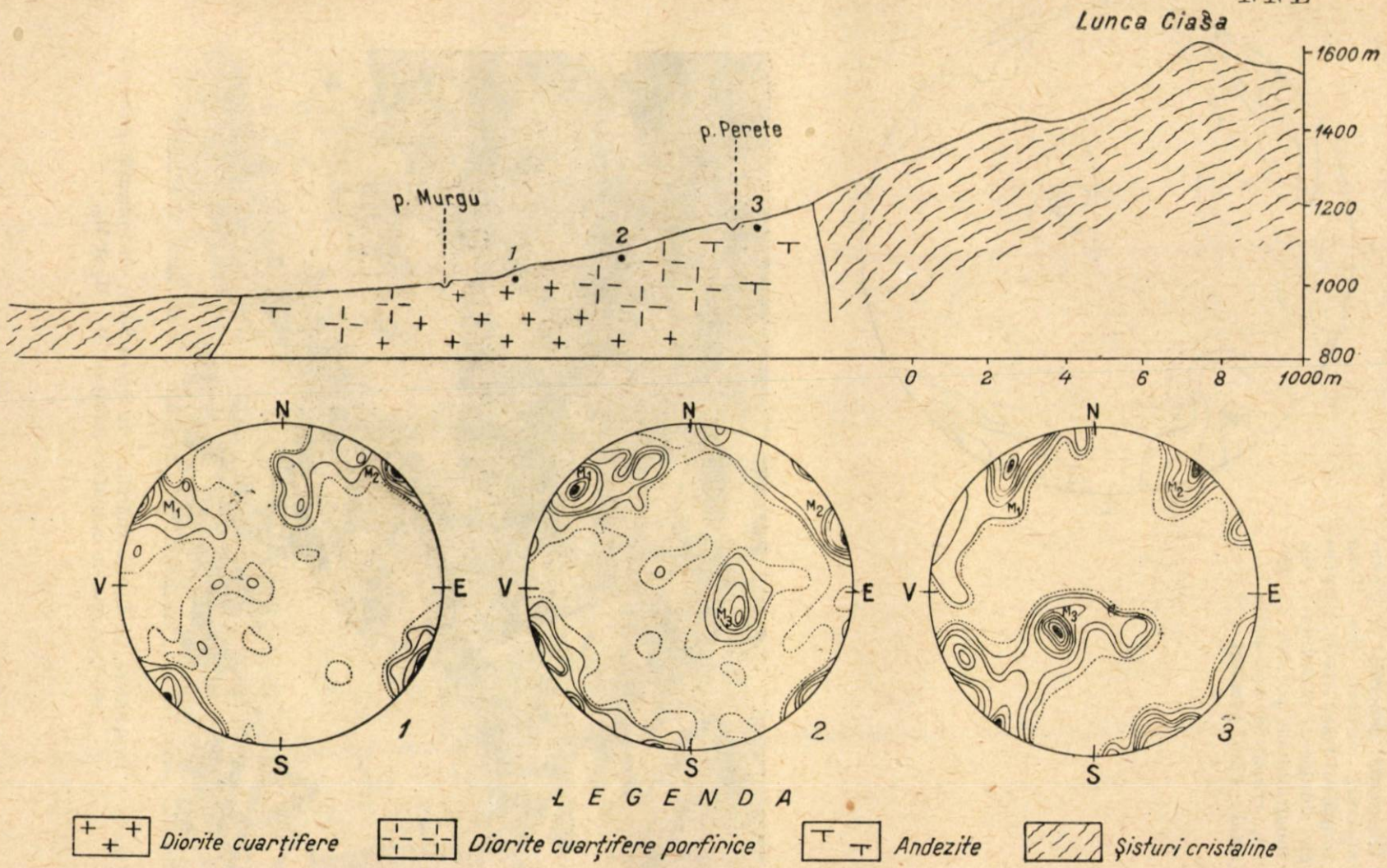


Fig. 1. — Profilul microtectonic al văii Secu. *1*, *2* şi *3*, Diagramele structurale reprezentînd sistemele de crăpături naturale (M_1, M_2, M_3).

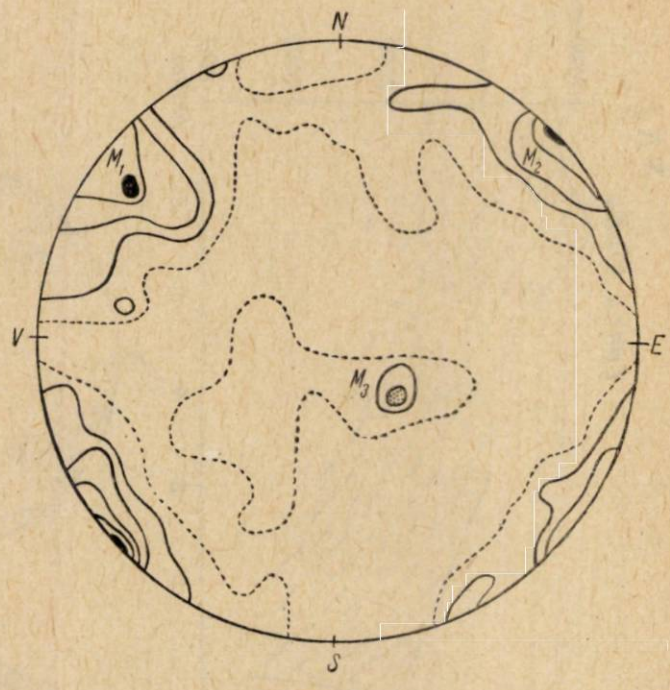


Fig. 2. — Diagrama generală a planelor de crăpături naturale din valea Secu. M_1, Crăpături transversale, perpendiculare pe alungirea masivului; M_2, crăpături longitudinale, paralele cu masivul; M_3, crăpături orizontale (total: 1 105 puncte).

Fig. 3. — Deschidere de diorite cuarțifere în valea Secu, cu indicația principalelor sisteme de crăpături naturale M_1, M_2 și M_3.

metri lungime direcțională și pe sute de metri în adîncime. Principalele filoane au grosimi care variază de la ordinul centimetrilor pînă la 1 metru. Filoanele principale ale masivului urmăresc în linii generale direcția crăpăturilor M_1 și formarea lor desigur că a fost în mare măsură determinată de prezența acestora. Din examinarea crăpăturilor M_1 în diversele părți ale masivului se constată însă că numai unele dintre ele sînt mineralizate. În mod obișnuit, crăpăturile M_1 pot să se găsească la distanțe mici, dar după cum se vede din lucrările miniere, filoanele metalifere apar la distanțe mult mai mari, de sute de metri. Filoanele se continuă și în șisturile cristaline, fapt ce constituie un argument în favoarea originii tectonice a crăpăturilor mineralizate.

Crăpăturile M_2 (longitudinale). Corespund cu direcția de alungire (NV — SE) a masivului subvulcanic. Ca frecvență și ele sînt aproape echivalente cu crăpăturile M_1, dar se deosebesc de acestea din urmă prin faptul că sînt crăpături închise și slab mineralizate numai în vecinătatea filoanelor. Acest fapt confirmă de asemenea constatarea de mai înainte, cu privire la formarea filoanelor datorită proceselor tectonice de mai tîrziu. Crăpăturile M_2 sînt traversate de crăpăturile M_1 și au fost și ele deschise în oarecare măsură în timpul mineralizării. În deschideri naturale primele formează suprafețe de importanță minoră față de aceea a crăpăturilor M_1.

Crăpăturile M_3 (sau crăpăturile strat). Formează un sistem de crăpături cu poziție orizontală sau foarte apropiată de orizontală. Aceste crăpături sînt traversate atît de crăpăturile M_1 cît și de M_2 și determină despicarea în bancuri a rocii magmatice. Poziția lor variază și, uneori, reprezintă treceri între crăpăturile M_2 și M_3 iar în unele cazuri apar chiar ca maxime pronunțate de crăpături de mică înclinare.

După H. Cloos (2) aceste crăpături se formează în timpul răcirii magmei prin apăsarea pe verticală a încărcăturii masivului și prin apariția tensiunii de extindere a intruziunilor. Conform concepțiilor noi însă (18), formarea crăpăturilor paralele cu acoperișul sînt caracteristice rocilor acide și neutre, provenite din magme vîscoase, spre deosebire de rocile bazice (bazaltele) consolidate din magme fluide, în care crăpăturile se orientează totdeauna perpendicular pe planul de contact. Diferența observată între orientarea tensiunilor care dau naștere crăpăturilor naturale, se crede că ar fi dictată de diferența dintre viscozitatea magmelor acide și bazice. În Toroiaga, crăpăturile M_3, deși sînt frecvente și în profilul văii Secu, cîștigă mult în importanță în porțiunile superioare ale masivului. Niciodată nu sînt mineralizate.

b) Sistemele de crăpături din părțile superioare ale masivului. În cele ce urmează vom prezenta situația acestor crăpături pe cîteva profile.

α) Profilul potecii dintre gurile galeriilor Socolescu și 7 Noiembrie. Diferența de nivel dintre acest profil și valea Secu este în jur de 500—600 m. Din diagrama generală a crăpăturilor pentru acest profil (fig. 4) se constată prezența a 3 maxime bine distincte, dintre care, ca frecvență statistică, predomină aceea a crăpăturilor M_3, care ca poziție este foarte apropiată de orizontală. Am

mai amintit că în porțiunile superioare ale masivului aceste crăpături devin din ce în ce mai pronunțate. De asemenea se disting net și maximele pentru crăpăturile M_1 și M_2 cu poziție ușor diferită de poziția pe care o au în profilul văii Secu, fiind mai puțin verticale, cu căderi spre VNV (crăpăturile M_1) respectiv NE (crăpăturile M_2), accentuînd astfel caracterul de boltă al masivului.

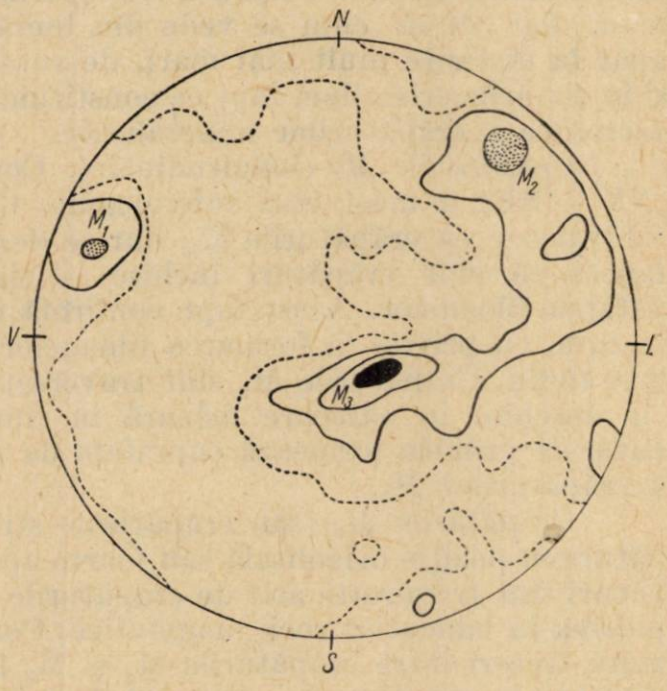


Fig. 4. — Diagrama generală a planelor de crăpături naturale din profilul potecii dintre gurile galeriilor Socolescu și 7 Noiembrie (total : 595 puncte).

β) Profilul Coasta Mare. Se află la altitudine relativă față de profilul precedent, de aproximativ 200 m nord-vest de acesta și la o distanță de aproximativ 2 km pe orizontală. Diagrama generală pentru acest profil (fig. 5) pune în evidență de asemenea cele 3 maxime corespunzătoare principalelor sisteme de diaclaze, dintre care predomină crăpăturile M_3, devenite mai frecvente în partea superioară a masivului.

c) Sistemele de crăpături din extremitatea sud-estică a masivului în regiunea de efilare (valea Colbu). Se constată și aici prezența celor trei sisteme principale de crăpături primare, dar acestea se abat de la regula generală a crăpăturilor observate în părțile interioare ale masivului. Sistemele de crăpături M_1 variază în limite largi, maximele din diagrame neavînd poziție atît de bine determinată ca în părțile centrale ale masivului (fig. 16).

Această deformare a diagramei crăpăturilor observată în valea Colbu se poate pune pe seama poziției sale speciale, dictată de caracterul de efilare a masivului în această regiune. Mișcarea magmei în timpul ascensiunii a fost deranjată de pintenii de șisturi cristaline, care o fragmentau în această porțiune a masivului. În afara sistemelor principale de crăpături aici apar și sisteme auxiliare, caracteristice zonelor de contact. Aici magma a avut o situație deosebită de aceea din interiorul masivului, unde ridicarea nu a fost în așa mare măsură tulburată de rama sa.

Din studiul crăpăturilor masivului rezultă o serie de fapte. Principalele sisteme de crăpături M_1, M_2 şi M_3 reprezintă crăpături naturale formate datorită tensiunilor interne care au luat naştere în timpul răcirii magmei. Filoanele metalifere însă reprezintă linii tectonice născute după

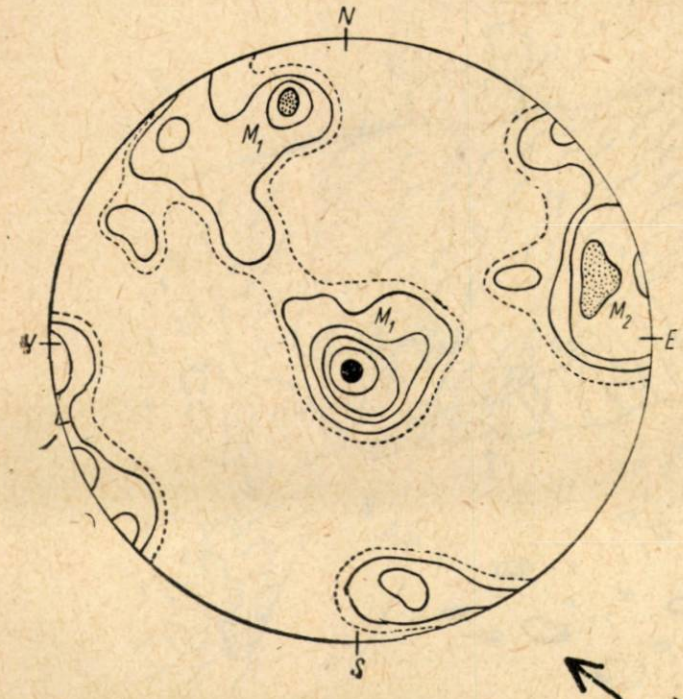


Fig. 5. — Diagrama planelor de crăpături naturale din Coasta Mare (total : 248 puncte).

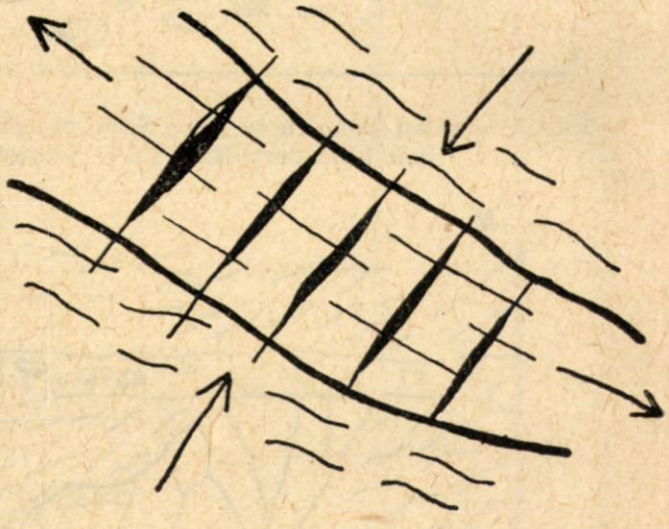


Fig. 6. — Schema formării crăpăturilor tectonice transversale în Masivul Toroiaga.

completa consolidare a rocii şi se datoresc presiunii exercitate de şisturile cristaline din direcţiile NE, respectiv SE. Pe lîngă această presiune, masivul a mai fost afectat şi de forţe de extensiune în direcţiile NV, respectiv SE care au dus, pe de o parte, la deschiderea crăpăturilor M_1, iar pe de altă parte la formarea unor falii în lungul crăpăturilor longitudinale M_2 (fig. 6).

Este cunoscut din mecanică faptul că exercitînd o forţă de compresiune asupra unui corp solid, în acesta se produc crăpături diagonale faţă de sensul forţei exercitate. Se ştie de asemenea că un corp solid supus la forţe de extindere se desface după plane perpendiculare pe direcţia

forței (15). Acestea sînt valabile în cazurile corpurilor omogene. Situația se schimbă însă atunci cînd un corp solid este fragmentat prin crăpături cu poziție preexistentă, cum ar fi cazul în Masivul Toroiaga care este intens diaclazat. Aici nu s-au mai format crăpături diagonale. Forțele

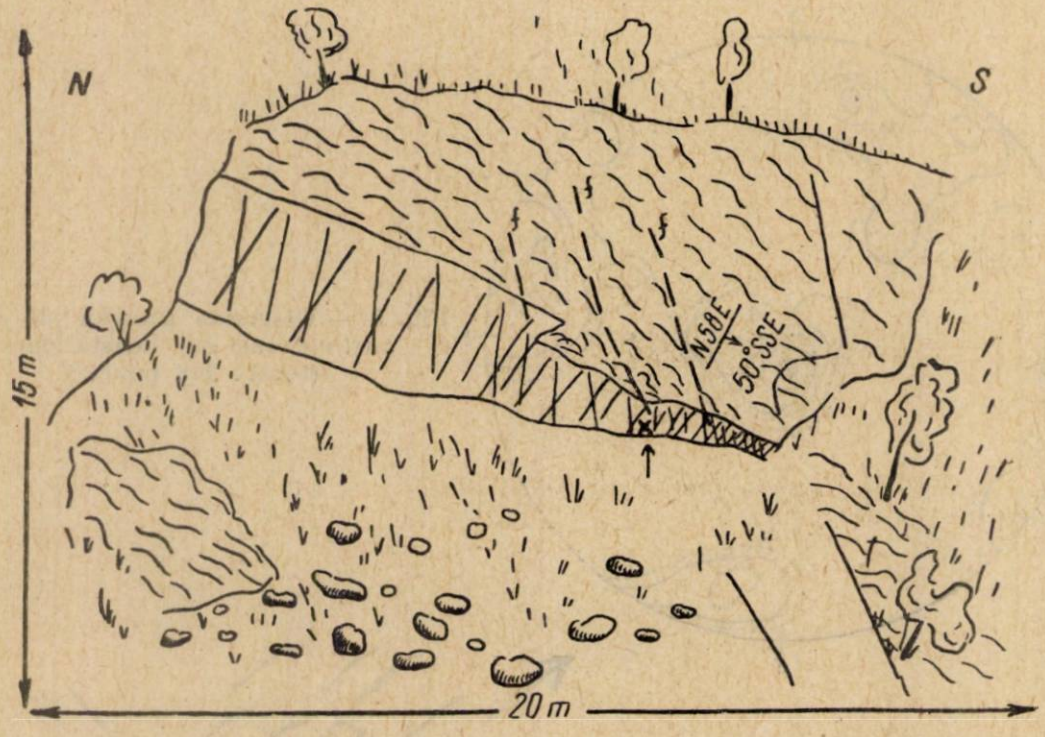


Fig. 7. — Filon andezitic în valea Secu, cu cele două sisteme de diaclaze diagonale bine dezvoltate (×← poziția figurii 9 de detaliu).

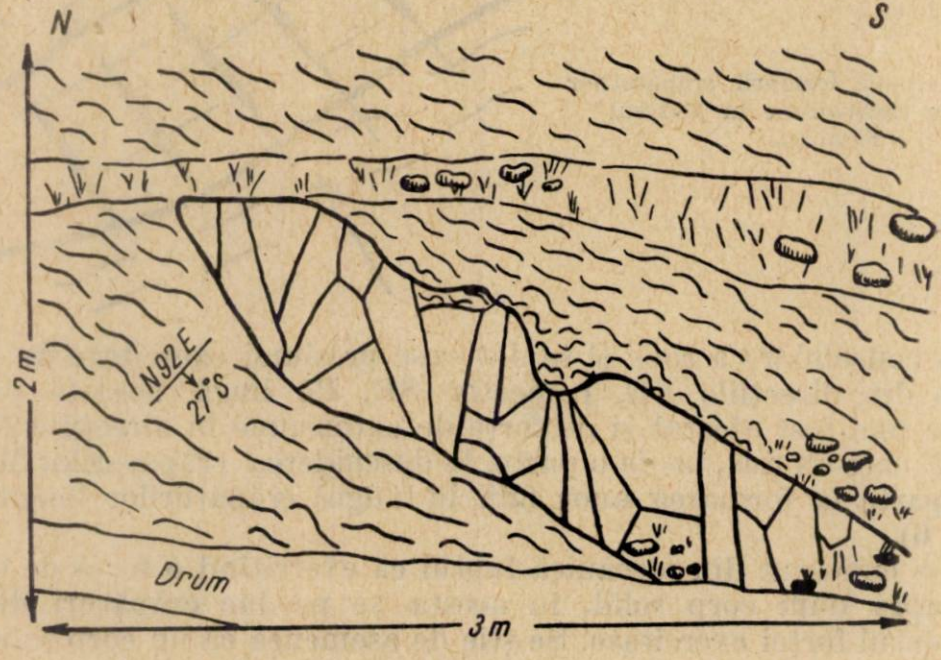


Fig. 8. — Terminația filonului andezitic din valea Secu, cu diaclaze diagonale.

tectonice nu au făcut altceva decît să accentueze o parte din crăpăturile transversale și să producă deplasări de-a lungul celor longitudinale.

Întreg masivul este fragmentat de crăpături primare, însă numai un număr foarte redus din ele este mineralizat, și anume acelea care au fost deschise ulterior datorită cauzelor tectonice.

Fig. 9. — Detaliu la figura 6. Se observă diaclazele diagonale față de planul de contact.

d) Sistemele de crăpături din dykurile și sillurile din valea Secu. Diagramele cu privire la crăpăturile dykurilor și sillurilor s-au construit în raport cu orientarea lor față de poziția șisturilor cristaline înconjurătoare.

La acestea sînt caracteristice două sisteme principale de crăpături diagonale față de planul de contact (fig. 7, 8 și 9), precum și un sistem mai puțin dezvoltat paralel cu planul de contact. Primele două sisteme sînt produse după consolidarea rocii datorită presiunii exercitate de pereții dykului sau sillului. M_3 reprezintă un sistem de crăpături primare dezvoltate paralel cu planul de contact al dykului.

e) Crăpăturile din rama de şisturi cristaline ale masivului. În imediata vecinătate a masivului şisturile cristaline silicifiate prezintă aceleaşi sisteme de crăpături ca şi roca eruptivă, fapt care este reprezentat pe diagramele din figura 16.

În timpul ascensiunii şi punerii în loc a corpului magmatic, roca aureolei de contact se încălzeşte şi se îmbibă cu soluţii transmise din magmă. Astfel, cu ocazia consolidării magmei, ele se răcesc împreună,

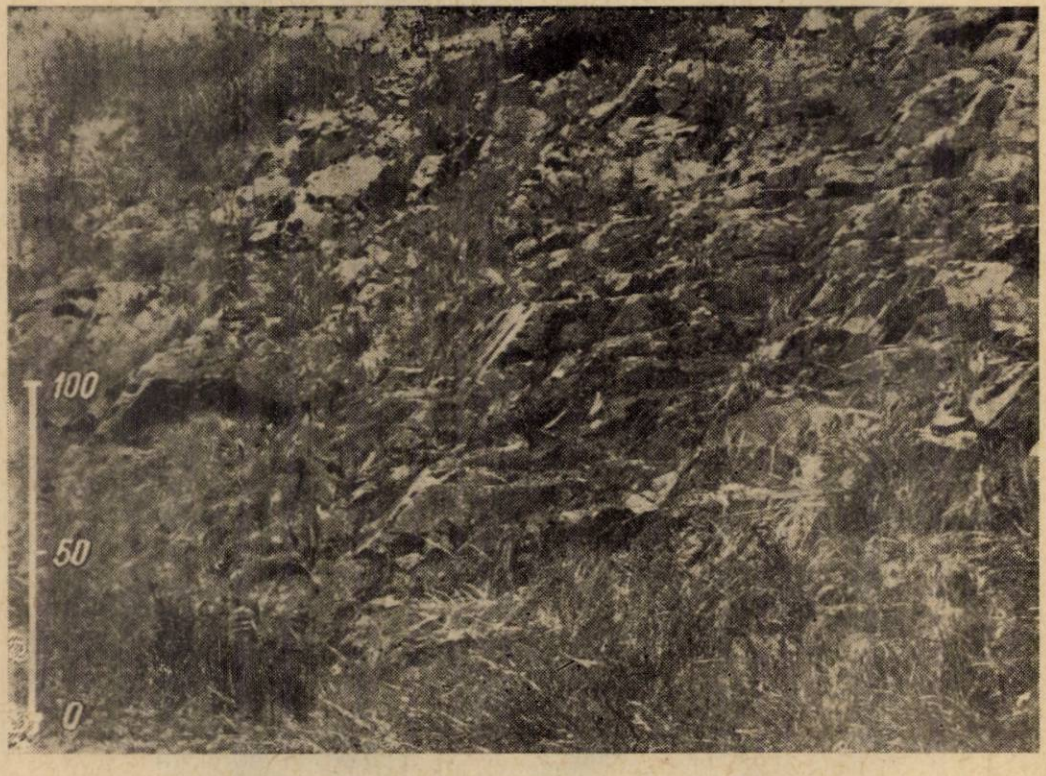


Fig. 10. — Fragmente în formă de romburi în valea Murgu.

rocile înconjurătoare fiind antrenate de aceleaşi forţe, care la rîndul lor determină şi formarea crăpăturilor naturale din roca eruptivă. Diaclazele din roca înconjurătoare, care corespund cu acelea din roca magmatică cu care au ajuns în contact, marchează deci acel moment al evoluţiei lor, cînd ele au avut o „soartă" comună.

Morfologia fragmentelor determinate de crăpăturile naturale pot avea forme variate. Astfel în interiorul masivului crăpăturile dau naştere la bancuri groase, uneori de ordinul decimetrilor putînd ajunge şi pînă la 1 metru (fig. 3). În măsura în care ne depărtăm de interiorul masivului şi ne apropiem de suprafaţa lui, fragmentele rezultate din întretăierea planelor în unghiuri diferite de acela al unghiului drept, iau forme de romburi asemănătoare acelora care se pot vedea în valea Murgu (fig. 10).

La un nivel mai înalt, atît în valea Murgu, cît şi în Coasta Mare, apar diaclaze din care rezultă fragmentarea în forme paralelipipedice (fig. 11).

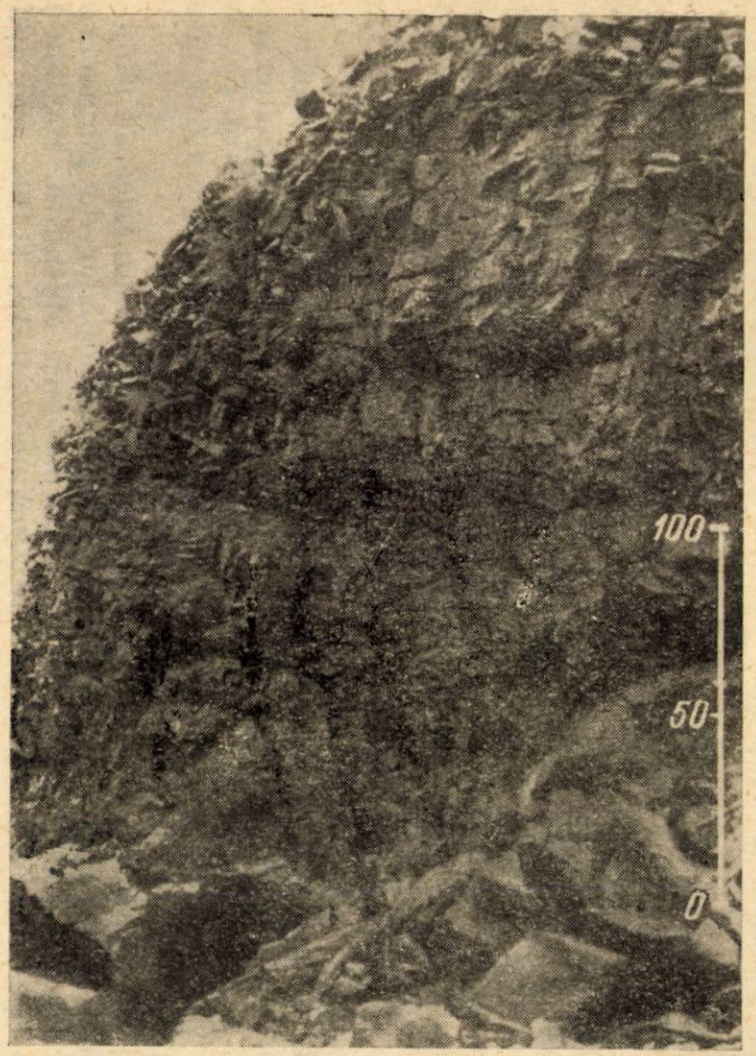


Fig. 11. — Roca diaclazată în forme paralelipipedice în valea Murgu.

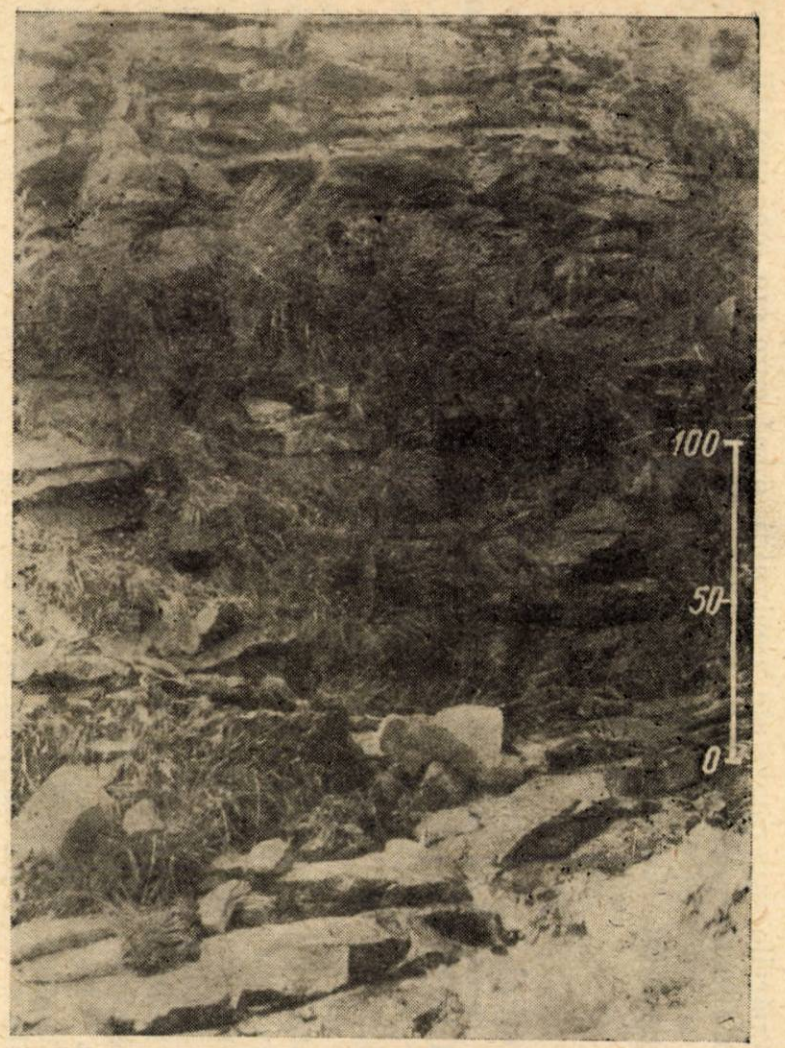


Fig. 12. — Despicarea în plăci a andezitelor din partea superioară a subvulcanului Toroiaga.

În părțile superioare ale masivului, după cum am mai amintit, prin creșterea frecvenței crăpăturilor orizontale M_3, se ajunge la diaclazarea în plăci a rocii, care amintește de despicarea stratiformă a curgerilor de lave, consolidate la suprafață (fig. 12).

B. Studiul cinematicii magmei

Studiul cinematicii magmei s-a executat pe probe orientate, colectate pe teren, confecționîndu-se cîte trei secțiuni orientate din fiecare probă. Din aceste secțiuni am determinat cu ajutorul mesei universale Fedorov, la care am adaptat un dispozitiv special necesar pentru fixarea secțiunii, orientările cristalelor de feldspat.

Pe teren am căutat să recoltăm, pe cît era posibil, probe de roci nealterate, totuși, în unele cazuri, după secționare, multe dintre acestea s-au dovedit a fi neutilizabile, datorită intensei acțiuni în regiunea noastră a fenomenelor de alterare hidrotermală. Colectarea probelor orientate reclamă multă atenție și migală. Poziția lor pe teren se măsoară pe una sau mai multe suprafețe de crăpături pe care, după ce se aplică o bandă de leucoplast, se notează coordonatele geografice respective.

La confecționarea secțiunilor orientate, lipsindu-ne un aparat special pentru tăierea secțiunilor, am procedat după metoda mai simplă dar utilizabilă concepută de prof. M. S a v u l.

Cu ajutorul microscopului polarizant, la care am adaptat masa Fedorov prevăzută cu dispozitivul pentru fixarea și deplasarea numai în direcții paralele a secțiunii, am măsurat orientarea cristalelor de feldspați.

Fenocristalele de plagioclazi din Masivul Toroiaga prezintă un habitus prismatic bine accentuat, din care cauză ele se orientează în rocă pe baza formei cristalografice. Acest fapt, constatat și cu ocazia studiilor microscopice anterioare (19), ne-a determinat să studiem anizotropia rocilor din Toroiaga tocmai pe baza orientării acestor minerale deosebit de abundente în rocile studiate. Tot din această cauză am neglijat executarea de determinări pe alte specii minerale (biotit sau hornblendă) a căror frecvență în secțiune nu ne oferea un număr suficient de mare pentru construirea unei diagrame.

La plagioclazi am determinat poziția principalului plan de clivaj (010), respectiv axa de alungire a cristalului.

Prin înscrierea polilor acestor planuri de clivaj pe rețeaua echiareală Lambert, numită curent „rețeaua Schmidt", am procedat la prelucrarea statistică a datelor obținute prin determinări microscopice, pe care, pentru ușurință și rapiditate, precum și pentru posibilitatea unui control ulterior, le-am trecut mai întîi în tabele speciale.

Mișcările care au avut loc în interiorul masei magmatice, în timpul consolidării ei, se oglindesc în orientarea fenocristalelor de plagioclazi. În observarea macroscopică și chiar microscopică obișnuită, rocile din Toroiaga apar ca fiind masive, cu textură neorientată. Totuși prin aplicarea metodei studiilor structurale petrologice s-a putut pune în evidență orientarea cristalelor de feldspați și deci a anizotropiei rocii.

Din observarea diagramelor structurale pentru orientarea cristalelor de plagioclazi rezultă următoarele fapte :

În timpul mișcării magmei, fenocristalele de plagioclazi s-au orientat prin rotire în jurul axei tectonice *b*, care este paralelă cu axa de alungire a cristalului, dînd naștere astfel la o centură aflată în planul median *a*—*c*. Centura de obicei este continuă și prezintă una sau mai multe maxime care corespund pozițiilor de stabilitate ale cristalelor. Centura deci se formează datorită rotirii cristalelor într-un plan perpendicular pe axa tectonică *b*.

Acest tip de orientare a cristalelor de plagioclazi este menționat și de N. A. Eliseev (5) ca un tip de orientare frecvent în rocile intrusive care, fiind produs în faza lichid magmatică, oglindește mișcările magmei în starea sa încă neconsolidată.

L. I. Lukin (7) apreciază rezultatele determinărilor de orientare a cristalelor de feldspați chiar în comparație cu aceea a micelor, deoarece acestea din urmă își pot schimba ușor orientarea sub acțiunea forțelor tectonice survenite după consolidarea rocii.

Din observarea diagramelor structurale pentru orientarea feldspaților, aplicate pe harta geologică a masivului, s-au putut face unele considerații atît cu privire la forma de zăcămînt — mult discutată — a Masivului Toroiaga cît și asupra principalelor direcții de curgere ale magmei. Noi am construit un număr mult mai mare de diagrame structurale, dar am aplicat pe hartă numai pe cele mai reprezentative, cu scopul de a oferi o imagine cît mai clară asupra situației.

Observațiile pledează pentru o formă de zăcămînt subvulcanică, mult alungită spre sud-est. În partea de nord-est a masivului, acolo unde corpul magmatic se lățește considerabil, sub regiunea denumită Coasta Mare, trebuie presupusă existența unui canal de alimentare a masivului. Aici mișcarea magmei a fost ascensională aproape verticală, după cum ne arată diagrama din figura 17. Pe măsură ce ne îndepărtăm de acest centru în direcția sud-estică și direcția de curgere devine din ce în ce mai înclinată spre sud-est, ajungînd aproape orizontală în extremitatea de efilare a masivului, în regiunea văii Colbu.

În acest fel se combate ideea unor veniri sub formă de lame paralele concordante cu planele de șistuozitate ale rocilor înconjurătoare, părere susținută de cercetătorii anterior ai acestei regiuni.

Rezultate interesante ne-au oferit și cercetările efectuate asupra sillurilor și dykurilor ce apar în jurul masivului principal, pătrunse în rama de șisturi cristaline ale masivului.

Cu ajutorul analizelor structurale petrologice noi am reușit să deosebim sillurile de dykuri și în deschiderile care nu ne-au oferit pe teren posibilitatea observației directe a contactului dintre eruptiv și rocile înconjurătoare. În asemenea cazuri, din diagramele structurale, adică din relațiile dintre poziția planelor de șistozitate a șisturilor cristaline și a direcției de curgere a magmei, am putut să ne dăm seama dacă planul de contact este concordant sau discordant.

Un caz tipic de acest fel ne-a oferit un filon andezitic ce apare în valea Secu, al cărui contact a fost acoperit cu sol și vegetație.

Din corelarea datelor obținute prin studiul diaclazelor și a poziției cristalelor de feldspați, am observat că este vorba de o situație ideală de

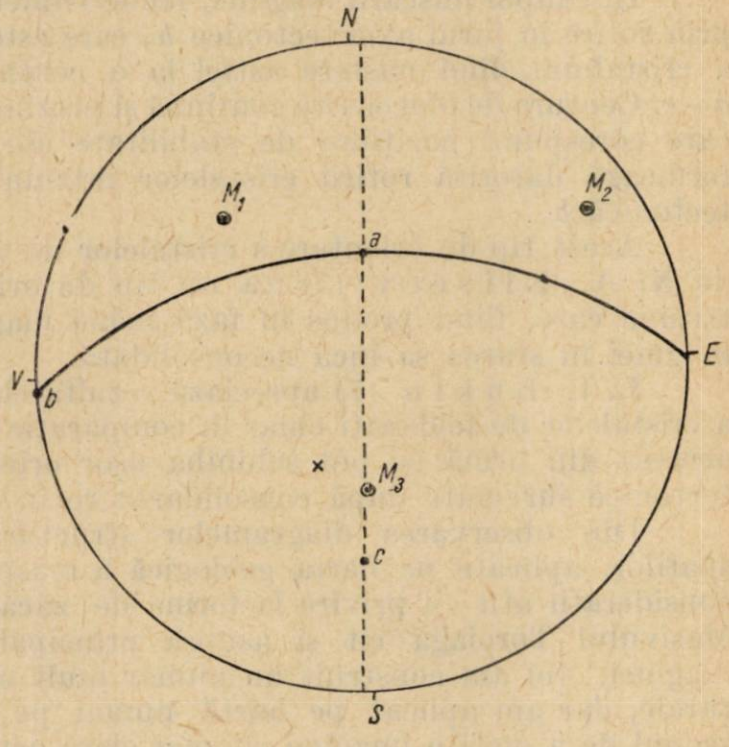


Fig. 13. — Diagrama structurală schematică a sillului din valea Secu. *a*, *b* și *c*, Axe tectonice ; M_1, M_2, M_3, sisteme principale de crăpături naturale ; *x*, poziția șisturilor cristaline înconjurătoare.

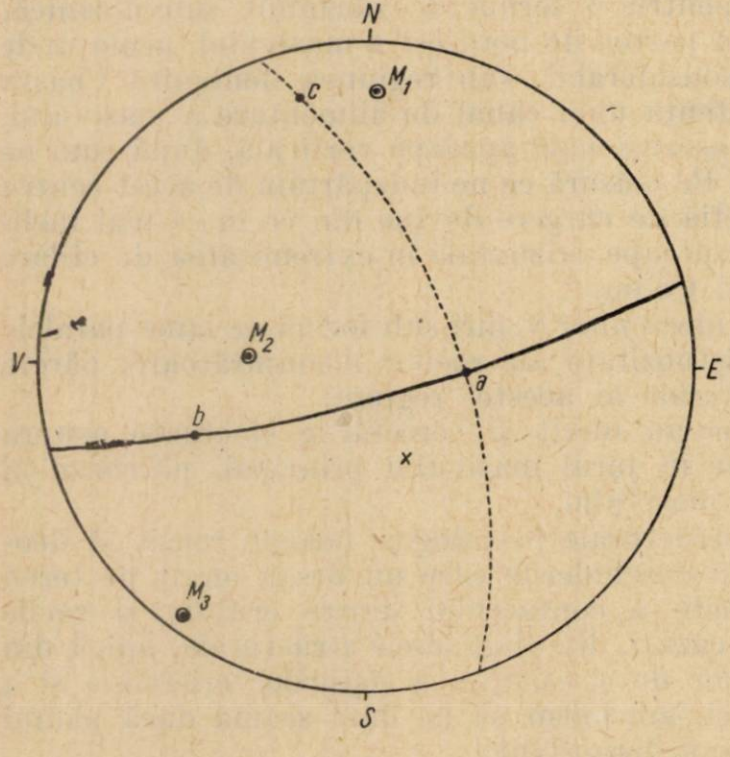


Fig. 14. — Diagrama structurală schematică a unui dyk din valea Secu.

sill, unde planul de contact coincide cu planul de șistozitate a rocii înconjurătoare (fig. 13). M_3 reprezintă un sistem de crăpături primare dezvol-

tate paralel cu planul de contact al sillului și corespunde cu axa tectonică *c*. Axa tectonică *a*, care indică direcția de curgere a magmei, precum și planul *a*—*b*, adică planul de alunecare, sînt paralele cu planul de șistozitate a rocii înconjurătoare. Axa tectonică *b*, care coincide cu axa de alungire a cristalelor de feldspați, adică axa de rotire, este perpendiculară pe planul centurii *a*—*c*.

Sistemele de crăpături M_1 și M_2 sînt diagonale față de axa tectonică *a*.

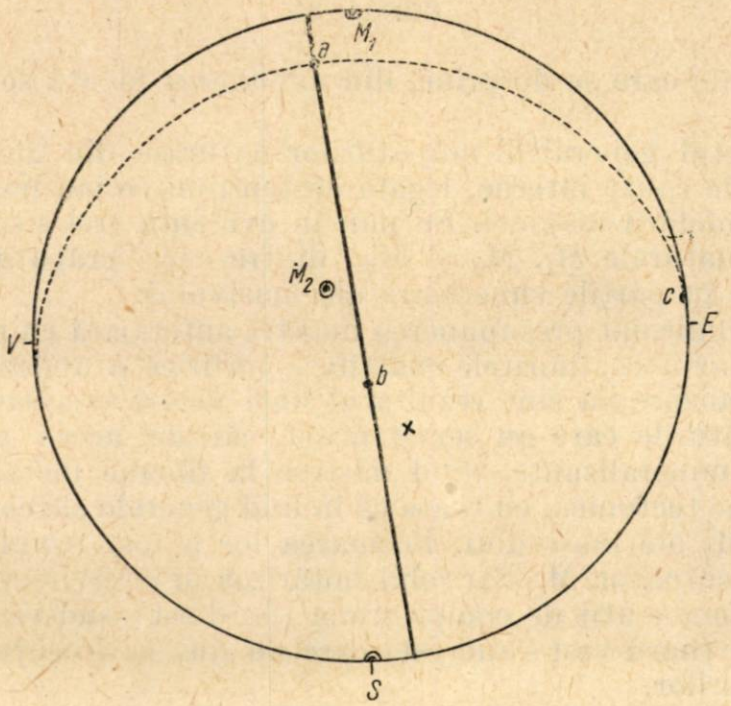


Fig. 15. — Diagrama structurală schematică a dykului din valea Secu.

La început acest filon andezitic l-am considerat drept un dyk, contactul său cu rocile înconjurătoare fiind acoperit și impiedicînd astfel observațiile directe pe teren. Din studiul structural a reieșit însă că planul de alunecare *a*—*b* este paralel cu planul de șistozitate a rocii din ramă, deci magma s-a deplasat paralel cu acest plan de șistozitate, încît evident avem de-a face cu un sill și nu cu un dyk.

Situații contrare, dar nu mai puțin interesante, prezintă alte două filoane andezitice ilustrate de diagramele schematice din figurile 14 și 15, care după aspectul de pe teren par a fi silluri, adică filoane concordante.

Din diagrama figurii 14 rezultă că polul axei tectonice *a*, adică direcția de mișcare a magmei, are un unghi de 34° față de polul planului de șistozitate (x), ceea ce implică o ușoară, dar evidentă, discordanță care pe teren se poate ușor pierde din vedere, mai ales dacă luăm în considerare că terenul ne oferă posibilitatea de observare numai în planul peretelui deschiderii și nu în spațiu, cum este cazul în reprezentarea pe diagrame structurale.

Din diagrama figurii 15 de asemenea reiese clar poziția discordantă a dykului față de planul de șistozitate a rocii înconjurătoare.

Magma în ascensiunea sa nu totdeauna a urmărit planele de șistozitate ale rocilor înconjurătoare, ci liniile de slabă rezistență formate fie prin mișcări tectonice anterioare, fie chiar de ea însăși prin presiunea enormă pe care a exercitat-o asupra acestora, în timpul ridicării și punerii în loc.

CONCLUZII

Concluziile care se desprind din expunerea făcută se pot rezuma la următoarele :

1. Aspectul general al crăpăturilor naturale din Masivul Toroiaga a fost dictat de cauze interne, legate de tensiuni ce iau naștere în timpul răcirii și consolidării magmei. Se pun în evidență trei sisteme principale de crăpături naturale M_1, M_2 și M_3, dintre care crăpăturile M_3 devin mai frecvente în părțile superioare ale masivului.

2. S-a confirmat presupunerea noastră anterioară cu privire la faptul că dioritele cuarțifere, dioritele cuarțifere porfirice și andezitele cu diferite grade de cristalizare nu sînt rezultatul unei veniri succesive.

3. Crăpăturile care au servit drept căi de acces pentru soluțiile hidrotermale mineralizante, dînd naștere la filoane metalifere, sînt mai mult de origine tectonică, cu toate că în linii generale ele coincid cu poziția crăpăturilor M_1 ale masivului. Formarea lor a fost ușurată de prezența sistemului de crăpături M_1, dar rolul hotărîtor în desăvîrșirea lor l-au avut eforturile tectonice atît de compresiune (nord-est—sud-vest) cît și acelea de extensiune (nord-vest—sud-est) care au dus la accentuarea și deschiderea crăpăturilor.

Crăpăturile transversale mineralizate (filoane metalifere) nu sînt de fapt nici crăpături endokinetice, cum le presupune L. Steclaci (17) și nici exokinetice pure, cum susține prof. M. Socolescu, ci am putea spune crăpături de origine mixtă, care s-au format datorită cauzelor tectonice, dar a căror poziție a fost determinată de prezența crăpăturilor naturale M_1.

4. S-a stabilit principala direcție de curgere a magmei în cuprinsul masivului principal și s-a pus în evidență existența unui canal de alimentare situat în dreptul Coastei Mari. Acest aspect se apropie foarte mult de acela al unui lacolit, însă Masivul Toroiaga fiind lipsit de alte criterii, care în mod obișnuit se iau în considerație la definirea unui lacolit, ne abținem de la folosirea acestei denumiri.

5. Cu ajutorul diagramelor structurale am reușit să deosebim sillurile de dykuri în cazurile cînd observațiile de teren s-au dovedit a fi insuficient de precise sau chiar imposibile, contactul dintre eruptiv și șisturile cristaline fiind acoperit de sol și vegetație.

Lucrarea de față constituind prima încercare în țara noastră de a aplica metoda de studii structurale petrologice la rocile eruptive neogene, desigur că lasă în urmă o serie de probleme deocamdată deschise, rezolvarea acestora fiind o chestiune de viitor.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА ТОРОЯГА (ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)

РЕЗЮМЕ

В данной работе, объектом которой является субвулканический массив Тороята, впервые в РНР приводятся результаты исследований третичных изверженных пород методом структурно-петрологического анализа.

Работы проводились на основании статистической обработки большого количества определений, как в полевых (свыше 5 000 измерений трещин), так и в лабораторных (свыше 2 000 определений ориентировки кристаллов плагиоклаза) условиях.

В работе дается описание как детальной тектоники массива, так и различных вопросов, связанных с кинематикой магмы. Установлено присутствие трех главных систем трещин M_1, M_2 и M_3 (рис. 16), среди которых трещины системы M_1, открыты в результате последующих тектонических изменений как растяжения, так и сжатия (рис. 6). Система трещин M_3 более развита в верхних частях субвулканического тела. Настоящий метод подтвердил ранее высказанное автором мнение (20), согласно которому различные типы пород (кварцевые диориты, кварцевые диоритпорфиры, андезиты) являются продуктом единого излияния магмы; различия между ними носят исключительно структурный характер и обусловлены условиями затвердевания субвулканических пород (рис. 1).

Кинематика магмы изучалась при помощи ориентированных проб, из которых изготовляя срезы ориентированных шлифов, определялись позиции кристаллов плагиоклаза на универсальном столике Федорова и построения структурных диаграмм. Таким образом, удалось определить главное направление течения магмы и выявить центр питания, приближающийся по форме к лакколиту (рис. 17).

С помощью структурных диаграмм (рис. 13, 14, 15) удалось выделить силлы и дайки даже в тех случаях, когда это оказалось невозможным выполнить в полевых условиях.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Микротектонический разрез долины Секу. *1*, *2*, *3* — Структурная диаграмма, отражающая натуральные трещинные системы (M_1, M_2, M_3).

Рис. 2. — Сводная диаграмма плоскостей различных систем трещин по долине Секу. M_1 — поперечные трещины, перпендикулярные к удлинению массива; M_2 — продольные трещины, параллельные массиву; M_3 — горизонтальные трещины (всего 1105 пунктов).

Рис. 3. — Обнажение кварцевых диоритов по долине Секу; указаны главные системы трещин M_1, M_3 и M_3.

Рис. 4. — Сводная диаграмма плоскостей трещин в разрезе, проходящем вдоль тропинки, проходящей между устьями штолень „Соколеску" и „7 Ноября" (всего 595 пунктов)

Рис. 5. — Диаграмма плоскостей различных систем трещин в местности Коаста Маре (всего 248 пунктов).

Рис. 6. — Схема образования поперечных тектонических трещин в массиве Тороняга.

Рис. 7. — Андезитовая жила в долине Секу с двумя диагональными системами хорошо развитых трещин (x — позиция детального наброска № 9).

Рис. 8. — Оконечность андезитовой жилы в долине Секу с диагональными трещинами.

Рис. 9. — Деталь к рис. 6. Наблюдаются трещины, диагонально расположенные к плоскости контакта.

Рис. 10. — Ромбической формы обломки по долине Мургу.

Рис. 11. — Порода с трещинами параллелепипедной формы, долина Мургу.

Рис. 12. — Распадение андезитов на отдельные пластинки в верхней части субвулканического массива Тороняга.

Рис. 13. — Схематическая структурная диаграмма силла, обнажающегося по долине Секу, a, $в$ и c — тектонические оси; M_1, M_2 и M_3 — главные трещинные системы; x — позиция кристаллических сланцев.

Рис. 14. — Схематическая структурная диаграмма дайки, обнажающейся по долине Секу.

Рис. 15. — Схематическая структурная диаграмма дайки, обнажающейся в долине Секу.

Рис. 16. — Микротектоническая карта массива Тороняга.

Рис. 17. — Структурно-петрологическая карта массива Тороняга.

ÉTUDES STRUCTURALES PÉTROLOGIQUES DANS LE MASSIF SUBVOLCANIQUE DE TOROIAGA (CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

Dans cette étude concernant le massif subvolcanique de Toroiaga, on applique pour la première fois la méthode de l'analyse structurale pétrologique à la recherche de l'éruptif tertiaire dans la Roumanie.

Le travail est fondé sur l'étude statistique d'un très grand nombre de déterminations, effectuées aussi bien sur le terrain (plus de 5 000 diaclases mesurées), qu'au laboratoire (plus de 2 000 déterminations d'orientations des cristaux de plagioclases).

L'auteur traite de la tectonique de détail du massif, ainsi que des problèmes concernant la cinématique du magma. On constate la présence de trois systèmes principaux de fissures naturelles M_1, M_2, M_3 (fig. 16) dont les premières ont été ouvertes par les forces tectoniques ultérieures, tant d'extension que de compression (fig. 6). Les fissures M_3 sont de plus en plus fréquentes dans les parties supérieures du corps subvolcanique. La méthode a donc confirmé l'opinion déja exprimée par l'auteur [20], suivant laquelle les divers types de roches (diorites quartzifères, diorites quartzifères porphyriques, andésites) sont le résultat d'un même apport de magmas, puisque les différences entre ces roches, d'ordre structural seulement, sont dues aux conditions de consolidation subvolcanique (fig. 1).

L'étude de la cinématique du magma a été faite sur des échantillons dont des coupes minces orientées ont permis de déterminer la position des cristaux de plagioclases avec la table universelle de Fedoroff et de construire ainsi des diagrammes structuraux. On a pu déterminer la principale direction d'écoulement du magma et mettre en évidence un centre d'alimentation, ce qui indiquerait une forme de gisement similaire à une laccolithe (fig. 17).

Les diagrammes structuraux (fig. 13, 14, 15) ont permis de séparer les sills des dykes, même au cas où cette séparation n'avait pu être faite sur le terrain à cause du contact recouvert.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Profil microtectonique de la vallée de Secu. *1*, *2* et *3*, Diagrammes structuraux des systèmes de fissures naturelles M_1, M_2, M_3.

Fig. 2. — Diagramme général des plans de fissures naturelles dans la vallée de Secu. M_1, fissures transversales, perpendiculaires sur le prolongement du massif ; M_2, fissures longitudinales, parallèles au massif ; M_3, fissures horizontales (total : 1 105 poiuts).

Fig. 3. — Affleurement de diorites quartzifères dans la vallée de Secu, avec indication des principaux systèmes de fissures naturelles M_1, M_2, et M_3.

Fig. 4. — Diagramme général des plans de fissures naturelles dans le profil du sentier entre les entrées des galeries « Socolescu » et « 7 Noiembrie » (total : 595 point).

Fig. 5. — Diagramme des plans de fissures naturelles de Coasta Mare (total 248 points).

Fig. 6. — Schéma de la formation des fissures tectoniques transversales dans le massif de Toroiaga.

Fig. 7. — Filon andésitique de la vallée de Secu, avec les deux systèmes de diaclases diagonales bien développés (*x*, position de la fig. 9).

Fig. 8. — Terminaison du filon andésitique de Valea Secu, à diaclases diagonales.

Fig. 9. — Détail de la figure 6. On voit les diaclases diagonales par rapport au plan de contact.

Fig. 10. — Fragments rhomboïdaux dans la vallée de Murgu.

Fig. 11. — Roche séparée en fragments parallélépipédiques dans la vallée de Murgu.

Fig. 12. — Séparation en plaques des andésites de la partie supérieure du subvolcan Toroiaga.

Fig. 13. — Diagramme structural schématique du sill de la vallée de Secu. *a*, *b*, *c*, axes tectoniques ; M_1, M_2, M_3, principaux systèmes de fissures naturelles ; *x*, position des schistes cristallins envieronnants.

Fig. 14. — Diagramme structural schématique d'un dyke dans la vallée de Secu.

Fig. 15. — Diagramme structural schématique du dyke de la vallée de Secu.

Fig. 16. — Carte microtectonique du massif de Toroiaga.

Fig. 17. — Carte structurale pétrologique du massif de Toroiaga.

BIBLIOGRAFIE

1. АЖГИРЕЙ Д. Г., *Вопросы структурной геологии*, Изд. иностр. лит., Москва, 1958.
2. CLOOS H., *Einführung in die Geologie*, Berlin, 1936.
3. DIMITRESCU R., *Cercetări geologice în regiunea Baia Borşa, Toroiaga*, Dări de seamă Com. geol., 1955. **XXXVIII** (1951—1952).
4. — *Cercetări petrografice în regiunea Baia Borşa, Toroiaga*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXIX** (1951—1952).
5. ЕЛИСЕЕВ Н. А., *Структурная петрология*, Ленинград, 1953.
6. FÖLDVÁRI A. şi PANTÓ G., *Bányageológiai megfigyelések Borsabánya, az Aranyosbeszterce völgy és Gyergyótölgyes környékének ércelöfordulásain és néhány más erdélyi ásványlelöhelyen*, A M. All. Földt. Int. Évi. Jel., 1946, **II** (1941—1942).

7. ЛУКИН Л. И., *О применении микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений*, Тр. Инст. геол. наук СССР, 1955, серия руд. мест., 55.
8. PANTÓ G., *A Borsabánya melletti Torojága szulfidos érctelérei*, A M. Áll. Földt. Int. Évi. Jel., 1946, **VIII**, *1—2*.
9. SANDER BR., *Gefügekunde der Gesteine*, Berlin, 1930.
10. — *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*, Viena—Innsbruck, 1948, **I**; 1950, **II**.
11. SAVUL M., *Les orientations des plans de Böhm dans les cristaux de quartz*, Bul. Soc. Polit. Gh. Asachi, Iaşi, 1948, **3**, *1*.
12. — *Les inclusions fluides comme facteur important dans l'analyse pétrologique structurale (Petrofabric. analysis)*, Bul. Secţ. şt. Acad. Rom., 1948, **XXX**, *4*.
13. — *La disjonction artificielle dans les roches granitoïdiques du massif Greci (Dobrogea de nord)*, An. şt. Univ. Iaşi, secţia a II-a, şt. nat., geogr., 1957, **III**, *1—2*.
14. SAVUL M. şi BARBU AL., *Relaţii între suprafeţele cu incluziuni fluide din cristalele de cuarţ şi tectonica de amănunt în cazul masivului granitoidic de la Greci*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1950, **II**, *3—4*.
15. SCHMIDT E. R., *Geomechanika*, Budapesta, 1957.
16. SOCOLESCU M., *Asupra geologiei regiunii Baia Borşa*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXVI** (1948—1949).
17. STECLACI L., *Studiul mineralogic şi geochimic al zăcămîntului de la Toroiaga, Baia Borşa*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1962.
18. SZÁDECZKY-KARDOSS E., *A vulkáni hegységek kutatásának nehány alapkérdéséről*, Földt. közl., 1958, **LXXXVIII**, *2*.
19. SZŐKE A., *Studiu asupra plagioclazilor din masivul subvulcanic de la Toroiaga, Baia-Borşa*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *1*.
20. — *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Toroiaga Baia-Borşa*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1962.
21. VENDEL M., *A kőzetmeghatározás módszertana*. Cap. *Kőzetszerkezeti elemzés*, Budapesta, 1959.

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI

DE

GEOLOGIE

Tomul VII 1962

INDEX ALFABETIC

	Nr.	Pag.
CIOFLICA G. şi SAVU H., Stratificaţia ritmică din dykul de gabbro de la Almaş-Săliște (Munţii Drocea)	1	127
CIOFLICA G., LAZĂR C. şi UDUBAŞA GH. Unele particularităţi structurale ale complexului filonian de la Stănija (Munţii Metaliferi)	2	329
DESSILA-CODARCEA MARCELA, Încercare de reconstituire paleogeografică şi orogenetică a Carpaţilor Meridionali centrali	3—4	569
DRĂGHICI C. şi SEMAKA A., Observaţii asupra liasicului de la Baia-de-Aramă	1	33
DUMITRIU MIRCEA şi DUMITRIU CHRISTINA, Cartodiagrama de paleocurenţi a Munţilor Perşani (valea Vîrghişului, defileul Oltului, valea Măierușului)	3—4	445
FILIPESCU M. G. şi ALEXANDRESCU G., Repartiţia gresiilor grosiere şi a arcozelor cu feldspat roşu în cretacicul Carpaţilor Orientali	2	241
GIUŞCĂ DAN, Observaţii asupra formaţiunilor cristaline şi metamorfismului de contact al granitelor din Masivul Highiş	2	319
GIUŞCĂ DAN, Contribuţii la studiul mineralogic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare şi Delineşti	3—4	541
GROSSU AL. V. şi BALTAC G., Limnocardiide cuaternare în depozitele Deltei Dunării	2	249
HANGANU ELISABETA, Asupra limitei pliocen-pleistocen în regiunea dintre văile Teleajenului şi Prahovei	3—4	429
IMREH I. şi IMREH GABRIELA, Pirita şi mispichelul de la Baia-Borşa	2	381
JIPA DAN, Asupra unor cazuri de cuarţ corodat de calcit	3—4	437
KRÄUTNER H. şi KRÄUTNER FLORENTINA, Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a Masivului Poiana Ruscăi. I. Elementele majore	1	141
KRÄUTNER H. şi KRÄUTNER FLORENTINA, Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a Masivului Poiana Ruscăi. II. Elementele minore	2	369
KRÄUTNER H., Asbestul crisotiiic din serpentinitele Banatului de SE	3—4	609
KRÄUTNER H., Comportarea spinelilor cromiferi în procesul de serpentinizare (Banatul de sud)	3—4	633

	Nr.	Pag.
LITEANU E. şi GHENEA C., Relaţii hidrogeologice şi hidrogeochimice între apele freatice şi apele lacurilor din Cîmpia Romînă orientală	2	275
LITEANU E., MIHĂILĂ N. şi BANDRABUR T., Contribuţii la studiul stratigrafiei cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt)	3—4	485
MANILICI V. şi VÎLCEANU P., Contribuţii la studiul rocilor efuzive din Bazinul Codlea	3—4	549
MARINESCU FL., Două specii noi de *Ninnia* în meoţianul din Oltenia de vest (Bazinul dacic)	2	261
MÉSZÁROS N. şi NICORICI E., Contribuţii la stabilirea limitei dintre tortonian şi sarmaţian între Cluj şi Turda, cu privire generală asupra conţinutului şi poziţiei stratigrafice a buglovianului	1	7
MÎRZA IOAN, Contribuţii la petrografia tufului de Ghiriş	1	83
MURGEANU G., CONTESCU L. şi MIHĂILESCU N., Stratigrafia şi sedimentologia complexului marnelor roşii din bazinele văilor Dîmboviţa şi Ialomiţa, cu privire specială asupra limitei cretacic/paleogen	2	213
NEAGU THEODOR, Studiul foraminiferelor aglutinante din argilele cretacic superioare de pe valea Sadovei (Cîmpulung-Moldovenesc) şi bazinul superior al văii Buzăului	1	45
PANIN N. şi AVRAM E., Noi urme de vertebrate în miocenul Subcarpaţilor romîneşti	3—4	455
PATRULIUS D., CONTESCU L. şi BUTAC A., Observaţii asupra flişului cretacic din valea superioară a Trotuşului şi împrejurimile oraşului Miercurea-Ciuc (Carpaţii Orientali)	3—4	409
POMÎRLEANU V. şi BARBU ALEXANDRINA, Cercetări geotermometrice şi structural petrologice în zona de mineralizaţie din bazinul văii Nistrului (Baia-Mare)	3—4	597
RĂDULESCU P. DAN, Probleme ale vulcanismului terţiar în Munţii Călimani — Gurghiu — Harghita	2	355
RĂILEANU GR. şi RUSU A., Contribuţii la cunoaşterea carboniferului inferior din zona Drencova (Banat)	3—4	401
SAVUL M., MOVILEANU A. şi POP GR., Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatice jurasice din Dobrogea	1	103
SAVUL M., BOTEZ C., IONESI L., OLARU D. şi NACU AL., Chimismul rocilor din flişul paleogen în faciesul de tranziţie din valea Moldoviţei — Moldova de nord — pentru elementele Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn	3—4	513
STOICOVICI E., GHERGARIU L. şi MÎRZA I., Studiul unor iviri de fosforit diagenetic din R.P.R.	3—4	569
SZŐKE AMALIA, Studii structurale petrologice în Masivul subvulcanic Toroiaga (Carpaţii Orientali)	3—4	647
TREIBER I., Contribuţii la studiul petrografic al rocilor eruptive din Munţii Gurghiului de nord	1	181

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ

ПО

ГЕОЛОГИИ

ТОМ VII 1962

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

	№	Стр.
ГРОССУ АЛ. В. и БАЛТАК Д., Четвертичные лимнокардии в отложениях Дунайской дельты	2	249
ДЕССИЛА-КОДАРЧА МАРЧЕЛА, Попытка восстановления палеогеографической и орогенетической истории центральной части Южных Карпат	3—4	569
ДЖУШКЭ Д., Относительно кристаллических образований и контактного метаморфизма гранитов в массиве Хигиш	2	319
ДЖУШКЭ ДАН, К минералогическому изучению марганцевых месторождений Рэзоаре и Делинешть	3—4	541
ДРЭГИЧ А. и СЕМАКА А., Некоторые замечания о лейасе района Баяде-Арамэ	1	33
ДУМИТРИУ МИРЧА и ДУМИТРИУ КРИСТИНА, Картодиаграмма палеотечений в горах Першань (долина Валя Выргишулуй, ущелье Олта, долина Валя Мэйерушулуй)	3—4	445
ЖИПА ДАН, О нескольких случаях разъединения кварца кальцитом	3—4	437
ИМРЕХ И. и ИМРЕХ ГАБРИЕЛА, Пирит и миспикель из Байа-Борша	2	381
КРОЙТНЕР Х. и КРОЙТНЕР ФЛОРЕНТИНА, Химизм месторождений железа на востоке центральной части массива Пояна Рускэй. I. Главные элементы	1	141
КРОЙТНЕР Х. и КРОЙТНЕР ФЛОРЕНТИНА, Химиз месторождений железа на востоке центральной части массива Пояна Рускэй. II. Низшие элементы	2	369
КРОЙТНЕР Х., Хризотил-асбент в серпентинитах юго-восточного Баната	3—4	609
КРОЙТНЕР Х., Поведение хромшпинелидов в процессе серпентинизации (Южный Банат)	3—4	633
ЛИТЯНУ Е. и ГЕНЯ К., Гидрогеологическая и гидрогеохимическая связь между грунтовыми водами и озерными водами восточной Румынской равнины	2	275
ЛИТЯНУ Е., МИХЭИЛЭ Н. и БАНДРАБУР Т., К стратиграфическому изучению четвертичного в среднем бассейне Олта(Бассейн Бараолт)	3—4	485
МАНИЛИЧ В. и ВЫЛЧАНУ П., К изучению эффузивных пород бассейна Кодля	3—4	549

	№	Стр.
МАРИНЕСКУ ФЛ., Два новых вида Ninnia в меотическом ярусе западной Олтении (Дакийский бассейн)	2	261
МЕСАРОШ Н. и НИКОРИЧ Е., Об определении границы тортон — сармат в районе между Клужем и Турдой и общие замечания относительно содержания и стратиграфической позиции бугловского горизонта	1	7
МУРДЖАНУ Г., КОНТЕСКУ Л. и МИХЭЙЛЕСКУ Н., Стратиграфия и седиментология комплекса красных мергелей бассейнов Дымбовица и Яломица, со специальным обзором границы мел/палеоген	2	213
МЫРЗА ИОАН, К петрографическому исследованию туфов района Гириш	1	83
НЯГУ ТЕОДОР, Изучение агглютинированных фораминифер, распространенных в верхнемеловых глинах по долине Валя-Садовей (Кымпулунг-молдовенеск) и в верхнем бассейне долины Бузэу	1	45
ПАНИН Н. и АВРАМ Е., Новые следы позвоночных в миоцене Румынских Предкарпат	3—4	455
ПАТРУЛИУС Д., КОНТЕСКУ Л. и БУТАК А., Замечания о меловом флише, развитом в верховьях Тротуша и в окрестностях Меркуря-Чук (Восточные Карпаты)	3—4	409
ПОМЫРЛЯНУ В. и БАРБУ АЛЕКСАНДРИНА, Геотермометрические и структурно-петрологические исследования в пределах оруденелой зоны бассейна долины Нистру (Бая-Маре)	3—4	597
РЭДУЛЕСКУ П. ДАН, Вопросы третичного вулканизма в горах Кэлиманъ —Гургиу—Харгита	2	355
РЭЙЛЯНУ ГР. и РУСУ А., К изучению нижнего карбона в районе Дренкова (Банат)	3—4	401
САВУЛ М., МОВИЛЯНУ А. и ПОП Г., Химизм, распространение и экономическое значение карбонатных пород Добруджи юрского возраста	1	103
САВУЛ М., БОТЕЗ К., ИОНЕСИ Л., ОЛАРУ Д. и НАКУ АЛ., Химизм пород из палеогенового флиша в переходной фации из долины Молдовицей (Северная Молдова) для элементов Co,Ni, Mn, Cu, Pb, Zn	3—4	513
СЁКЕ АМАЛИЯ, Структурно-петрологическое исследование субвулканического массива Торояга (Восточные Карпаты)	3—4	647
СТОЙКОВИЧ Е., ГЕРГАРИУ Л. и МЫРЗА И., Исследование обнажений диагенетического фосфора на территории РНР	3—4	577
ТРАЙБЕР И., К петрографическому исследованию изверженных пород северной части гор Гургиу	1	181
ФИЛИПЕСКУ М. Г. и АЛЕКСАНДРЕСКУ Г., Распределение грубозернистых песчаников и аркозовых песков с красным полевым шпатом в меле Восточных Карпат	2	241
ХАНГАНУ ЕЛИЗАБЕТА, О границе плиоцен — плейстоцен в районе, заключенном между долинами Теляжена и Прахова	3—4	429
ЧОФЛИКА Г. и САВУ Х., Ритмичное строение габбровой дайки месторождения Алмаш — Селиште (горы Дроча)	1	127
ЧОФЛИКА Г., ЛАЗЭР К. и УДУБАША Г. Н., Некоторые структурные особенности жильной системы месторождения Стэнижа (Рудные горы)	2	329

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET DE GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES

DE

G É O L O G I E

Tome VII 1962

INDEX ALPHABÉTIQUE

	N°	Page
CIOFLICA G. et SAVU H., Stratification rythmique dans le dyke de gabbro d'Almaş — Săliste (monts Drocea)	1	127
CIOFLICA G., LAZĂR C. et UDUBAŞA GH., Quelques particularités structurales du complexe filonien de Stănija (monts Métallifères)	2	329
DESSILA-CODARCEA MARCELA, Essai de reconstitution paléogéographique et orogénique des Carpates méridionales centrales	3—4	569
DRĂGHICI C. et SEMAKA A., Observations sur le Liasique de Baia-de-Aramă	1	33
DUMITRIU MIRCEA et DUMITRIU CHRISTINA, Cartodiagramme des paléocourants des monts Perşani (vallée du Vîrghiş, défilé de l'Olt, vallée du Măieruş)	3—4	445
FILIPESCU M. G. et ALEXANDRESCU G., Répartition des grès grossiers et des arkoses à feldspath rouge dans le Crétacé des Carpates orientales	2	241
GIUŞCĂ DAN, Observations concernant les formations cristallines et le métamorphisme de contact des granites du massif de Highiş	2	319
GIUŞCĂ DAN, Contribution à l'étude minéralogique des gisements de manganèse de Răzoare et de Delineşti	3—4	541
GROSSU AL. V. et BALTAC G., Limnocardiidés quaternaires dans les dépôts du delta du Danube	2	249
HANGANU ELISABETA, Sur la limite Pliocène-Pleistocène dans la région située entre les vallées du Teleajen et de la Prahova	3—4	429
IMREH I. et IMREH GABRIELA, La pyrite et le mispickel de Baia-Borşa	2	381
JIPA DAN, Sur quelques cas de quartz corrodé par la calcite	3—4	437
KRÄUTNER H. et KRÄUTNER FLORENTINA, Chimisme des gisements de fer de la partie orientale centrale du massif de Poiana Ruscăi. I. Eléments principaux	1	141
KRÄUTNER H. et KRÄUTNER FLORENTINA, Chimisme des gisements de fer de la partie orientale centrale du massif Poiana Ruscăi. II. Eléments mineurs	2	369
KRÄUTNER H., L'asbeste chrysotilique des serpentinites du Banat de SE	3—4	609
KRÄUTNER H., Comportement des spinelles chromifères dans le processus de serpentinisation (Banat méridional)	3—4	633

	Nº	Page
LITEANU E. et GHENEA C., Relations hydrogéologiques et hydrogéochimiques entre les eaux phréatiques et les eaux des lacs de la Plaine Roumaine orientale	2	275
LITEANU E., MIHĂILĂ N. et BANDRABUR T., Contribution á l'étude stratigraphiques du Quaternaire dans le bassin moyen de l'Olt (bassin de Baraolt)	3—4	485
MANILICI V. et VÎLCEANU P., Contribution à l'étude des roches effusives du bassin de Codlea	3—4	549
MARINESCU FL., Deux espèces nouvelles de *Ninnia* dans le Méotien de l'ouest de l'Olténie (bassin Dacien)	2	261
MÉSZÀROS N. et NICORICI E., Contribution à l'établissement de la limite entre le Tortonien et le Sarmatien entre Cluj et Turda et vue générale sur le contenu et la position stratigraphique du Buglovien	1	7
MÎRZA IOAN, Contribution à la pétrographie du tuf de Ghiriş	1	83
MURGEANU G., CONTESCU L. et MIHĂILESCU N., Le complexe des marnes rouges dans les bassins de la Dîmboviţa et de la Ialomiţa (stratigraphie et sédimentologie) et le problème de la limite Crétacé/Paléogène	2	213
NEAGU THEODOR, The Study of arenaceous foraminifera from the upper cretaceous clays in the Sadova Valley (Cîmpulung-Moldovenesc) and upper basin of the river Buzău	1	45
PANIN N. et AVRAM E., Nouvelles empreintes de vertébrés dans le Miocène de la zone subcarpatique roumaine	3—4	455
PATRULIUS D., CONTESCU L. et BUTAC A., Observations sur le Flysch crétacé de la vallée supérieure du Trotuş et des environs de Miercurea-Ciuc (Carpates orientales)	3—4	409
POMÎRLEANU V. et BARBU ALEXANDRINA, Recherches géothermométriques et pétrologiques structurales dans la zone de minéralisation du bassin de la vallée du Nistru (Baia Mare)	3—4	597
RĂDULESCU P. DAN, Problèmes du volcanisme tertiaire dans les monts Călimani — Gurghiu — Harghita	2	355
RĂILEANU GR. et RUSU A., Contribution à la connaissance du Carbonifère inférieur de la zone Drencova (Banat)	3—4	401
SAVUL M., MOVILEANU A. et POP GR., Chimisme, distribution et rôle économique des roches carbonatées jurassiques de Dobrogea	1	103
SAVUL M., BOTEZ C., IONESI L., OLARU D. et NACU AL., Le chimisme des roches du Flysch paléogène dans le faciès de transition de la vallée de Moldoviţa — Moldavie du Nord — pour les éléments Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn	3—4	513
STOICOVICI E., GHERGARIU L. et MÎRZA I., Etude de quelques apparitions de phosphore diagénétique dans la R. P. Roumaine	3—4	569
SZŐKE AMALIA, Etudes structurales pétrologiques dans le massif subvolcanique de Toroiaga (Carpates orientales)	3—4	647
TREIBER I., Contribution à l'étude pétrographique des roches éruptives des monts Gurghiul de nord	1	181

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET KÖNYVTÁRA 1883

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

ION ATANASIU, Cutremurele de pămînt din Romînia, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic, 152 p. + 18 pl., 15,90 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, Vîrsta unor masive de sare din R.P.R., 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

AMALIA SZŐKE şi LIVIA STECLACI, Regiunea Toroiaga—Baia-Borşa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic, 240 p. + 26 pl., 19 lei.

ION PREDA, Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului), 108 p. + 11 pl., 8,85 lei.

VICTORIA ŞTIOPOL, Studiu mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Ţiblesului, 95 p. + 3 pl., 4,80 lei.

* * * **Probleme de geofizică, vol. I,** 274 p. + 9 pl., 13,70 lei.

* * * **Probleme de geografie, vol. VIII,** 612 p. + 20 pl., 35,10 lei.

* * * **Cercetări de pedologie. Lucrările Conferinţei de pedologie, Bucureşti, septembrie 1958,** 679 p. + 20 pl., 34,20 lei.

Pentru a vă asigura o colecție completă și primirea la timp a revistei, reînnoiți abonamentul Dvs. pentru anul 1963.

ABONAMENTELE SE FAC LA OFICIILE POȘTALE, AGENȚIILE POȘTALE, FACTORII POȘTALI ȘI DIFUZORII VOLUNTARI DIN ÎNTREPRINDERI ȘI INSTITUȚII

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE*)

au apărut:

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei; nr. 3—4 duble, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16 lei);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei);
t. V, 1960, 4 n-re (a 9 lei);
t. VI, 1961, 4 n-re (a 9 lei);
t. VII, 1962, primele 2 n-re (a 9 lei).

Numerele curente se găsesc de vînzare la

LIBRĂRIA ACADEMIEI R. P. R.

Bucureşti, Calea Victoriei nr. 27, sau la orice librărie ştiinţifică din ţară.

Se pot comanda şi prin poştă la secţia „Cartea prin poştă" de pe lîngă Librăria Academiei R.P.R., sau la librăria

„CARTEA PRIN POŞTĂ"

Bucureşti, str. Biserica Enei nr. 16, raionul 30 Decembrie.

Abonamentele se fac la oficiile poştale, agenţiile poştale, prin factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin Întreprinderea de stat pentru comerţ exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

---

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul: BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu: SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

Lei 18.—